

## Estudio de tormentas convectivas sobre los Andes Centrales del Perú usando los radares PR-TRMM y KuPR-GPM



### Study of convective storms in the Peruvian central Andes using PR-TRMM and KuPR-GPM radars

<http://open.to/a/tG8c1>

Elver E. Villalobos <sup>1,3</sup>, Daniel Martínez-Castro <sup>1,2,\*</sup>, Shailandra Kumar <sup>1</sup>, Yamina Silva <sup>1</sup>, Octavio Fashe <sup>3</sup>

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

<sup>2</sup>Instituto de Meteorología, La Habana, Cuba

<sup>3</sup>Ciencias Físicas, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú

**RESUMEN :** Las precipitaciones convectivas asociadas a tormentas ocurren frecuentemente en los Andes Centrales del Perú. Para estudiar estos eventos se determinaron estimadores estadísticos de la reflectividad tri-dimensional, la intensidad de lluvia y parámetros microfísicos usando la información de radares abordo en los satélites del TRMM y el núcleo GPM. Como resultado se encontró que en las regiones de los Andes ocurren sistemas de nubes más profundas que en la región de transición Amazonia-Andes. De tal manera la diferencia del promedio vertical de la reflectividad presenta valores de alrededor de 5 dBZ entre ambas regiones. El ciclo diurno de la lluvia también es diferente, ya que llueve preferentemente en los intervalos 13-23 horas local y 18-06 hora local respectivamente. Los porcentajes de ocurrencia de precipitación convectiva y estratiforme en las áreas de los Andes son 30% y 70% respectivamente y sus contribuciones acumulativas a la lluvia son 63.3% y 36.7% respectivamente; en cambio en la región de transición Amazonia-Andes, los porcentajes de ocurrencia son 31% y 69% y sus contribuciones acumulativas a la lluvia son equivalentes. Se concluye que la precipitación convectiva en las áreas de Andes se intensifica con el mecanismo de forzamiento orográfico, lo que fortalece el crecimiento de los hidrometeoros por encima de la altura del nivel de congelación entre 6 y 12 km de altura y propicia mayores acumulados de lluvia.

**Palabras Clave:** Reflectividad, radar de precipitación, lluvia convectiva y lluvia estratiforme.

**ABSTRACT:** Convective precipitations associated with storms frequently occur in the Central Andes of Peru. To study these events, statistical estimators of three-dimensional reflectivity, rainfall intensity and microphysical parameters were determined using radar information onboard in the TRMM satellites and the GPM core. As a result, it was found that deeper cloud systems occur in the Andes regions than in the Amazon-Andes transition region. Thus, the difference of the vertical average of reflectivity is around 5 dBZ between both regions. The diurnal rainfall cycle is also different, since it rains preferably at the intervals of 13-23 LST and 18-06 LST respectively. The percentages of occurrence of convective and stratiform precipitation in the areas of the Andes are 30% and 70% respectively and their cumulative contributions to rainfall are 63.3% and 36.7% respectively; however, in the Amazon-Andes transition region, the percentages of occurrence are 31% and 69% and their cumulative contributions to rain are equivalent. It is concluded that convective precipitation in the Andes areas is intensified by the orographic forcing mechanism, which strengthens the growth of hydrometeors above the height of the freezing level between 6 and 12 km of height and leads to greater cumulative rainfall.

**Keywords:** Reflectivity, precipitation radar, convective rain and stratiform rain.

\*Autor para correspondencia: Daniel Martínez-Castro. E-mail: [daniel.martinez@insmet.cu](mailto:daniel.martinez@insmet.cu)

Recibido: 31/10/2018

Aceptado: 23/01/2019

## INTRODUCCIÓN

Entender la variabilidad de la lluvia en el trópico es de gran importancia, puesto que la circulación atmosférica en las zonas tropical y subtropical se relaciona con la distribución de la lluvia a través del efecto del calor latente de condensación y congelación, siendo esta la mayor fuente del calor para la circulación atmosférica ([Figuroa & Nobre, 1990](#)). En general, las precipitaciones tropicales se clasifican como convectivas y estratiformes, siendo posible la coexistencia y combinación de ambas ([Houze, 2014](#)). Por ejemplo, [Romatschke & Houze, \(2010\)](#) encontraron, en América del Sur, sistemas que incluyen precipitación convectiva y estratiforme a partir de la ocurrencia de tormentas convectivas. Las nubes convectivas se caracterizan por las altas velocidades verticales en sus corrientes ascendentes, que se organizan en celdas convectivas del tipo cumulus o cumulonimbus, tanto aisladas como multiceldas o superceldas, denominadas en general como nubes de tormenta. Una de sus formas de organización más eficientes la constituyen los sistemas convectivos de meso-escala (SCM), constituidos por celdas convectivas con diversos grados de desarrollo, que coexisten, dando gran extensión y tiempo de vida a estos sistemas ([Houze, 2014](#)). Los cumulonimbus suelen estar acompañados de actividad eléctrica, y en algunos casos de fuertes ráfagas de viento, granizadas y tornados, dando lugar posteriormente a las nubes estratiformes, incluyendo cirrus y stratus. De esta forma, la lluvia procedente de los SCM y de los cumulonimbus en general, tiene características tanto convectiva como estratiforme. Las lluvias estratiformes, que proceden de las nubes homónimas son de menor intensidad y en general tienen mayor extensión que las de origen convectivo, ya que las nubes estratiformes son de mayor área horizontal y duración que las convectivas, presentando velocidades verticales mucho menores ([Schumacher & Houze, 2003](#)). A pesar de su baja intensidad, en determinadas condiciones las lluvias estratiformes juegan un papel importante en la acumulación de lluvia, debido a su mayor duración y extensión horizontal, de modo que la frecuencia de patrones de regiones estratiformes coincide en algunos

casos con mayor producción de lluvia sobre América del Sur ([Romatschke & Houze, 2010](#)).

Desde su lanzamiento en noviembre de 1997, y en los 17 años subsiguientes, los datos del radar de precipitación (*Precipitation radar*; PR, por sus siglas en inglés) y otros sensores abordo del satélite de la Misión de Medición de Lluvia Tropical (*"Tropical Rainfall Measurement Mission"*; TRMM, por sus siglas en inglés) proporcionaron una información robusta para estudiar la lluvia en los trópicos y la región subtropical. Específicamente, la reflectividad equivalente ( $Z_e$ ) proporcionada por el PR, es útil para estudiar la estructura, el tipo y la cantidad de los sistemas de precipitación, ya que la distribución vertical de la reflectividad refleja la distribución de las concentraciones de los hidrometeoros ([Houze, 2014](#); [Bhat & Kumar, 2015](#); [Kumar & Bhat, 2016](#); [Kumar, 2017a](#), [Kumar and Bhat 2017](#), [Kumar 2018](#)), que depende de la estructura vertical de la humedad y la temperatura ([Liu & Zipser, 2013](#)).

Es conocido que los valores más altos de  $Z_e$  en niveles medios y altos de la troposfera corresponden a las velocidades verticales más intensas, y que la altura del máximo  $Z_e$  en la distribución de frecuencia normalizada de dicha magnitud cambia para cada tipo de región, debido a que los procesos microfísicas dominantes son distintos ([Xu & Zipser, 2012](#); [Saikranthi et al., 2014](#)). Por otra parte, la altura máxima de determinados umbrales de  $Z_e$  para un sistema de nubes es un indicador fundamental del tipo de tormenta ([Xu & Zipser, 2012](#)). Partiendo de la estructura vertical de la reflectividad, [Kumar, \(2016, 2017b\)](#) encontraron que las regiones continentales y oceánicas presentan alta probabilidad de precipitación intensa sobre la altura del nivel de congelación (ANC), presentando diferencias en sus perfiles verticales de reflectividad entre 5 km y 12 km de altitud, de tal manera que las celdas continentales son más intensas que las oceánicas. La máxima altura de los ecos con  $Z_e$  de al menos 20 dBZ es un indicador clave para conocer la altura límite en que las corrientes ascendentes pueden tener efecto de desviación en las partículas de hielo y precipitación, y la altura máxima de los ecos con al menos 40 dBZ es buen indicador de las intensidades convectivas o de la velocidad de la

corriente ascendente ([Cecil et al., 2005](#); [Xu & Zipser, 2012](#)).

Un factor fundamental en la descripción de la estructura vertical de los sistemas de nubes lo constituye el perfil vertical de reflectividad de radar obtenido desde los radares doppler. Mediante este método se encontró que la *Ze* decrece hacia la superficie por debajo de los niveles de congelación en el continente y en el océano ocurre lo opuesto ([Zipser & Lutz, 1994](#)). Por otra parte, mediante el mismo método ([Bhat & Kumar, 2015](#)) determinaron las celdas convectivas más intensas, en un campo de cumulonimbus (Cb) para distintas alturas de referencia (3, 8 y 12 km), afirmando que la estructura vertical de la reflectividad depende de la altura de referencia seleccionada. [Kumar & Bhat, \(2016\)](#) extendieron el estudio en los trópicos encontrando que en el Oeste de Himalaya y en América del Sur se presentan las celdas convectivas más intensas. ([Romatschke & Houze, 2010](#)), mostraron, con más de 10 años de datos del PR-TRMM, como los efectos de calentamiento diurno y el forzamiento orográfico se combinan con diferentes situaciones sinópticas que desencadenan y fortalecen una gran variedad de sistemas convectivos sobre América del Sur. La estructura de las tormentas convectivas depende de muchos factores que incluyen el grado de inestabilidad atmosférica, el perfil de humedad, el cizallamiento vertical del viento, los forzantes de la mesoscala y la influencia de los sistemas convectivos vecinos ([Weisman & Klemp, 1984](#)). La intensidad de las tormentas está determinada por las propiedades de las corrientes ascendentes, que son muy difíciles de medir in situ, de modo que se utilizan las mediciones indirectas a partir de sensores remotos, y en particular, los métodos basados en radares abordo de satélites. Para esto se han desarrollado una serie de procedimientos para estimar las propiedades de los sistemas convectivos utilizando las mediciones del PR-TRMM y el radar de precipitación en banda Ku (PRKu), del satélite núcleo observatorio *Global Precipitation Measurement (GPM)* ([Hou et al., 2014](#))

La cordillera de los Andes Centrales, por su orografía, modifica los mecanismos que producen periodos de más o menos lluvia en el

verano. Además, un efecto importante es el flujo de aire frío del oeste de niveles bajos procedente del Pacífico, con baja temperatura potencial equivalente, y el flujo cálido y húmedo en niveles bajos y medios procedente de la Amazonia ([Garreaud, 1999](#)). De acuerdo a este autor, las condiciones de intenso flujo de humedad del este en niveles bajos, acompañadas de convergencia, prevalecen para los episodios de varios días lluviosos consecutivos y la distribución espacial de la lluvia en las secuencias de días lluviosos está fuertemente determinada por la orografía de los Andes. Además, los Andes tienen una especial importancia para el transporte de flujos de humedad a niveles bajos, conocido por chorro de bajo nivel de América del Sur (CBNAS, *South America low level jet*; SALLJ, en inglés). El CBNAS se extiende desde el Atlántico Norte hacia la cuenca de la Plata, pasando por la Amazonia y por el este de los Andes. Estos flujos condicionan zonas de convergencia en las pendientes de los Andes, propiciando ascenso de aire, que da lugar a precipitación ([Berbery & Collini, 2000](#); [Vera et al., 2006](#)). Usando los datos de radar de precipitación PR del TRMM, [Bookhagen & Strecker, \(2008\)](#) demostraron que el relieve de los Andes controla la lluvia orográfica. Por otra parte, [Rasmussen et al., \(2016\)](#) señalan que los Andes interactúan con los flujos provenientes tanto del Pacífico como de la Amazonia, generando mecanismos particulares de cada región, ya que los flujos de bajos niveles que vienen de la Amazonia a través de SALLJ son interrumpidos a niveles medios y altos por la subsidencia del aire seco del oeste. A pesar que los Andes bloquean los flujos de humedad, las lluvias son significativas en los valles inter-Andinos, donde la influencia de las montañas aumenta la intensidad, posición y sincronización de las precipitaciones convectivas ([Banta, 1990](#); [Houze, 2014](#); [Chavez & Takahashi, 2017](#)). El patrón de precipitación determinado por la presencia de los Andes es muy complejo. A gran escala, los Andes controlan fuertemente el patrón de precipitación, por lo que los valores extremos y la ocurrencia de intensas tormentas se acumulan marcadamente entre los trópicos y en la zona subtropical de América del Sur ([Rasmussen et al., 2016](#)). En cambio, a pequeña escala, el desarrollo de convección local,

condicionada por la topografía, es responsable de la variabilidad de la precipitación (Celleri *et al.*, 2007).

Los Andes centrales del Perú, y en particular la cuenca del Mantaro, son altamente vulnerables a los eventos extremos asociados a la variabilidad climática (Martínez Grimaldo *et al.*, 2005). En especial, la precipitación es la variable de interés para la actividad económica en la agricultura, para la generación de energía y el abasto de agua para la población y las actividades económicas. A su vez la cuenca del Mantaro presenta una climatología de lluvia con estaciones seca y lluviosa bien marcadas, con valores máximos de lluvia que ocurren entre enero y marzo y valores mínimos entre junio y julio (Silva, Takahashi & Chávez, 2008). En particular, en el valle del río Mantaro, donde se ubica el Laboratorio de Microfísica Atmosférica y Radiación (LAMAR) del Observatorio de Huancayo (OH), del Instituto Geofísico del Perú (IGP) la climatología de lluvia diaria presenta la estación húmeda entre setiembre y marzo, mientras la estación lluviosa comienza en agosto y termina aproximadamente en abril, con picos máximos entre enero y febrero, y la estación seca tiene lugar entre mayo y julio (Saavedra & Takahashi, 2017). Usando datos observados de precipitación diaria (Zubieta *et al.*, 2017) determinaron que los eventos de alta y muy alta intensidad representan el 35 % de los días de lluviosos, a los que corresponde aproximadamente el 71 % de la cantidad de la lluvia total. Asimismo, las diferencias y similitudes entre la concentración y intensidad de la lluvia diaria sugieren influencia orográfica sobre la humedad que llega desde la Amazonia por encima de los Andes.

Los patrones espaciales de precipitación y la estructura vertical de los sistemas nubosos que aportan precipitación en la cuenca del Mantaro, así como el tipo de precipitación predominante en diferentes condiciones meteorológicas, no están aún bien documentados, de modo que el objetivo de la presente investigación es documentar y analizar la variabilidad espacial y temporal de la precipitación en la cuenca, a partir de la información del PR-TRMM y el PRKu-GPM.

## DATOS Y METODOLOGÍA

### Datos

En el presente estudio se utilizan 20 años de datos (1998-2018) de caracterización de eventos de precipitación (*rainfall precipitation features*, RPF, por sus siglas en inglés) basados en la información de PR-TRMM (versión 7) y KuPR-GPM. Ambos se obtuvieron de la base de datos de la universidad de Utah (Liu *et al.*, 2008). Esta versión es el último producto del PR-TRMM que también utiliza el KuPR, para la cual su algoritmo ha sido mejorado para la estimación de precipitación con respecto de la versión 6 (Kirstetter *et al.*, 2013). Los radares (PR y KuPR) tienen suficiente sensibilidad para detectar los sistemas de nubes aproximadamente desde 17dBZ para tamaños de pixel de 5 km x 5 km, aunque hasta el 2001, el PR escaneó con resolución de 4.3 km x 4.3 km (Iguchi *et al.*, 2009). En la base de datos, los eventos de lluvia, identificados como RPF individuales, se determinan bajo el criterio de agrupación de pixeles continuos con la razón de lluvia mayor a 0.1mm/h, de modo que, en la escala horizontal, sean mayores que 3 pixeles (>75km<sup>2</sup>) (Liu *et al.*, 2008). Por otro lado, en el presente trabajo se utilizan 16 años de datos (1998-2014) de los productos de sectores barridos por el PR-TRMM, conocidos como “*swath*” en inglés; 2A25 y 2A23. Esa información se descargó desde la página oficial de la NASA (<https://pmm.nasa.gov/data-access/downloads/trmm>). En la vertical se tiene 80 niveles a lo largo del haz del radar con intervalos de 0.25 km, donde la diferencia entre la altura máxima del pixel en nadir y el pixel del ángulo extremo es 0.85 km. Para la corrección de altura del pixel se utilizó el método aplicado por Kumar & Bhat, 2016). Para identificar el patrón espacial de lluvia sobre las sub-áreas se utilizó el promedio de la tasa de lluvia estimada en superficie para el periodo de estación lluviosa (NDJF), que fue construido a 0.05°x0.05° desde el producto TRMM 2A25 (Chavez & Takahashi, 2017).

### Metodología

El área de estudio se fraccionó en cuatro localidades según el patrón de distribución espacial de lluvia y la topografía (Figura 1). La



sub-área N (Norte), cubre una parte de cordillera de los Andes, de modo que su altitud promedio está a 4.5 km (Figura 1b) y dentro de este, el patrón de lluvia presenta una distribución aislada (Figura 1c). La sub-área C (Centro), se ubica en promedio a 3.8 km de altura, su patrón de distribución de lluvia es diferente al de N y el acumulado de lluvia es mayor (Figura 1c). La sub-área S (Sur), además de cubrir una parte de la cordillera de los Andes, presenta un patrón de lluvia propio y en promedio se encuentra a 3.5 km de altura. Finalmente, la sub-área E (Este), comprende la transición Amazonia-Andes, y se caracteriza porque la lluvia acumulada es mayor con respecto de otras regiones y en promedio se ubica a 2 km de altura. El glosario de la Sociedad Meteorológica Americana (*The glossary of American Meteorological Society*; AMS) indica que las nubes cumulonimbus (Cb) siempre evolucionan a partir del desarrollo ulterior de cumulus congestus, que son cumulus con gran desarrollo vertical y se caracterizan por tener una forma de torres de gran tamaño. En el presente trabajo se utilizará el término CbT en referencia a sistemas de cumulonimbus (Cb) profundos que pueden incluir cumulus congestus. De tal manera, para identificar las nubes CbT se aplicará la metodología de [Bhat & Kumar, \(2015\)](#). La misma define el CbT con un umbral de Ze que sea mayor o igual a 20 dBZ en el nivel de 12 km de altitud y la base de la nube a 3 km. Esta última condición se modificó a 5.4 km de altitud para la región de estudio, debido a la topografía propia de los Andes. En cambio, para identificar las celdas convectivas intensas (CCI) se determinó un umbral propio en términos de Ze en cada sub-área de los Andes. Se toman como referencia los niveles de 3, 6 y 8 km en el perfil de Ze, de modo que al menos el 5% de los valores de reflectividad superen el valor umbral a la altura de referencia. Asimismo, para identificar las dimensiones del sistema de precipitación se utilizan 3 categorías; muy pequeño (Ss), pequeño (S), y mediano (M), los cuales corresponden a los respectivos intervalos de áreas (<600km<sup>2</sup>), (600-1000 km<sup>2</sup>) y (10000-4400 km<sup>2</sup>) ([Romatschke & Houze, 2010](#)). Por otro lado, la función gamma normalizada representa la

distribución de tamaño de partículas N(D) se introduce según ([Bringi et al., 2003](#)).

$$N(D; N_w, D_m, \mu) = N_w f(D; D_m, \mu)$$

Donde

$$f(D; D_m, \mu) = \frac{6}{4^4} \frac{(4 + \mu)^{4 + \mu}}{(4 + \mu)} \left(\frac{D}{D_m}\right)^\mu \exp\left[-(4 + \mu)\left(\frac{D}{D_m}\right)\right]$$

N<sub>w</sub> es el parámetro de escala para representar número de partículas, μ es el llamado parámetro de forma de la distribución gamma. Por lo tanto, la reflectividad se puede definir como ([Williams, 2016](#)).

$$Z = N_w \sum_{D_i = D_{min}}^{D_{max}} f(D_i; D_m, \mu) D_i^6 \Delta D \quad (1)$$

Aplicando logaritmo en ambos miembros:

$$10 \log(z) = 10 \log(N_w) + 10 \log \left[ \sum_{D_i = D_{min}}^{D_{max}} f(D_i; D_m, \mu) D_i^6 \Delta D \right]$$

Entonces, se define:  $Z = 10 \log$  (Definición de reflectividad en dBZ),

$$\tilde{N}_w = 10 \log(N_w) \text{ y}$$

$$Ib = 10 \log \left[ \sum_{D_i = D_{min}}^{D_{max}} f(D_i; D_m, \mu) D_i^6 \Delta D \right]$$

Sustituyendo ,

$$Z = \tilde{N}_w + Ib \quad (2)$$

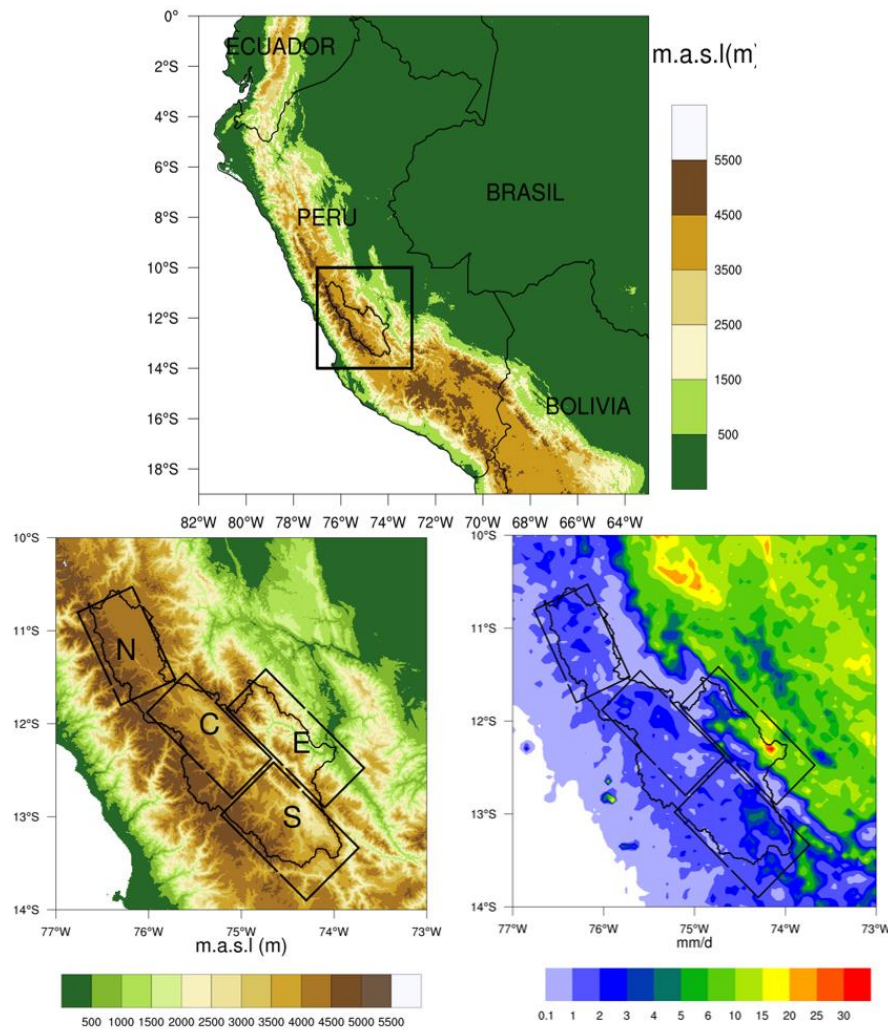
La [ecuación \(2\)](#) indica que la reflectividad Z depende de dos componentes;  $\tilde{N}_w$  y  $Ib(D_m, \mu)$  ambos en unidades dB, donde el  $Ib$  depende del tamaño de las partículas y parámetro de forma.

Según la [ecuación \(2\)](#), la reflectividad Z depende de dos componentes; N<sub>w</sub> (dB) y  $Ib(D_m, \mu)$ , este último depende del tamaño de las partículas y parámetro de forma.

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

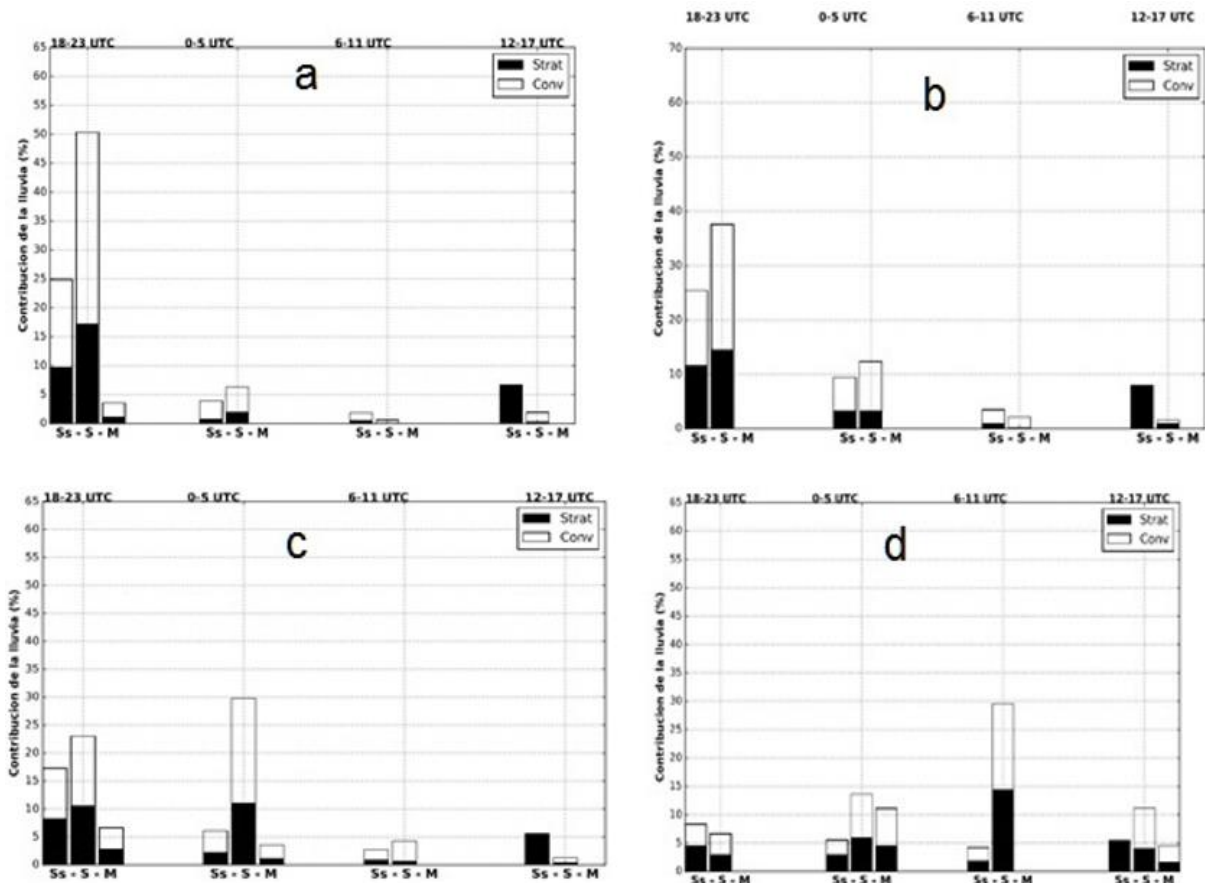
### Ciclo diurno de sistemas de precipitación

Tanto en Los Andes como en la Amazonia peruana, el período de máximos acumulados de lluvia se extiende principalmente entre los meses de diciembre y febrero (DEF), por lo que este será el período de estudio en el presente trabajo. La [Figura 2](#) muestra el ciclo diurno de la precipitación para dicho período y la contribución relativa (%) a la lluvia acumulativa según las dimensiones horizontales de las zonas de lluvia y dependiendo del tipo de precipitación (convectiva o estratiforme). En la región N, las



**Figura 1.** Topografía de los Andes Centrales del Perú y ubicación de la cuenca del río Mantaro (Panel superior). Topografía detallada de la cuenca del Mantaro y límites de las sub-áreas (N, C, S, E; panel inferior izquierdo). Distribución espacial de la lluvia en las sub-áreas (panel inferior derecho)

zonas clasificadas como **Ss** y **S** con lluvias convectiva y estratiforme, son los que más contribuyen al acumulado en horas de la tarde (18-23 UTC; [Figura 2a](#)). En este mismo intervalo, el número de sistemas de precipitación de tipo **Ss** son más abundantes (645) que los **S** (70) (en figura no se muestra). En cambio, en el horario entre 00-05 UTC ocurre una importante contribución de lluvia de las categorías **Ss** y **S**, preferentemente, predominando la lluvia convectiva. En la región **C**, los porcentajes de ocurrencia de precipitación convectiva y estratiforme son 30% y 70% respectivamente (en la figura no se muestra) y la contribución al acumulado de lluvia es del 64% para la componente convectiva y el 36% para la estratiforme. Ligeramente cambia la configuración de la lluvia en la región **S** ([Figura 2c](#)). En el intervalo 18-23 UTC, correspondiente a la tarde, la contribución al acumulado de lluvia es de 59% del cual 38% es de lluvia convectiva y el 21% de estratiforme. Mientras que en el



**Figura 2.** Ciclo diario de la precipitación y la contribución relativa (%) a la lluvia acumulativa según el tipo de precipitación (convectiva y estratiforme). Determinado desde PR-TRMM y KuPR-GPM de periodo 1998-2018 para la estación lluvioso DJF (diciembre-enero-febrero). a) Región N (panel superior izquierda), b) región C (panel superior derecha), c) región S (panel inferior izquierda) y d) región E (panel inferior derecha).

intervalo 0-5 UTC, correspondiente a la noche, es de 40.5%, de lo cual 26.5% es de convectiva y el 14% estratiforme. En esta región, los porcentajes de ocurrencia de la lluvia convectiva y estratiforme son 31% y 69% respectivamente (en figura no se muestra). Del total el 83% de la contribución de lluvia ocurre durante 18-05UTC. De modo que este resultado, encontrado en las sub-áreas de los Andes (N y C) del porcentaje de ocurrencia de lluvia convectiva (30.5%) y su contribución acumulativa a la lluvia (63.3%) son consistente con los estudios de Zubieta, (2016). En la región E, (Figura 2d) la configuración de lluvia cambia por completo, ya que hay mayor contribución de lluvia en los intervalos 0-5UTC, 6-11UTC y 12-17UTC. En esta región los porcentajes de ocurrencia de lluvia convectiva y estratiforme son 31% y 69% respectivamente (en la figura no se muestra) y en total la contribución a la lluvia acumulativa está en relación 46% (convectiva) y 54% (estratiforme). De los cuales

el intervalo 18-23 UTC solo representa el 15%, mientras que durante el período 00-05 UTC se aporta el 34%, este mismo porcentaje ocurre durante el intervalo 06-11UTC. Finalmente el 17% corresponde al intervalo 12-17 UTC. Lo que implica que el 85% de la contribución de lluvia ocurre desde las 0 hasta las 17UTC. Por lo tanto, el ciclo diario de esta región es diferente con respecto de las sub-áreas de los Andes, en cambio la configuración del ciclo diario es similar a la encontrada por Chávez & Takahashi, 2017 para otras regiones de la ladera este de los Andes.

### Estructura vertical de los sistemas de nubes

En la Figura 3a se muestra la altura del nivel de congelación (ANC, con referencia el nivel medio del mar) en cada sub-área (N, C, S y E), que en promedio se ubica alrededor de 5 km de altura. Esto es consistente con los resultados de (Williams, 2016). El ANC indica en general la

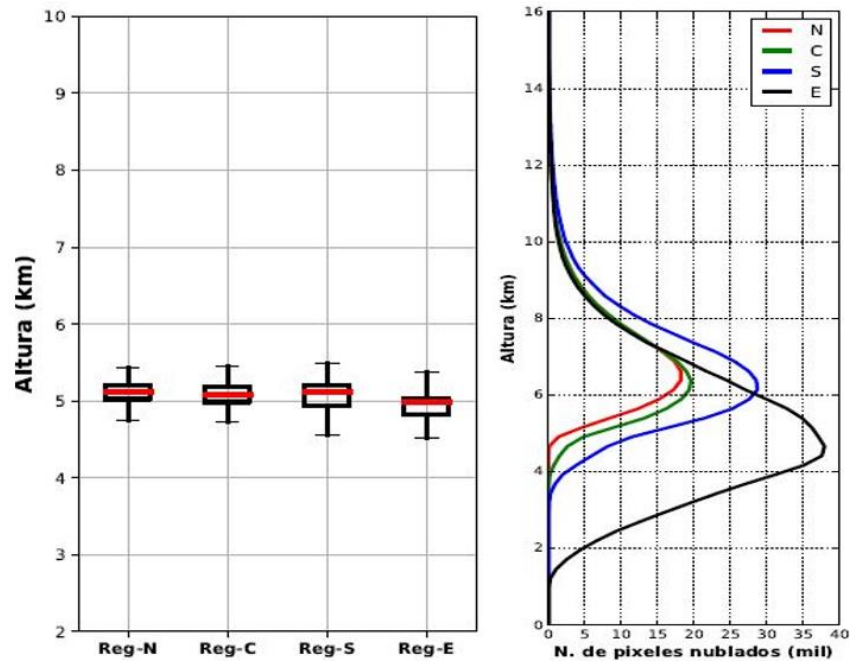
presencia de la isoterma de  $0^{\circ}$ , y específicamente para lluvia estratiforme, la ANC se considera como el tope de la capa de fusión y coincide con la ubicación de la banda brillante en las observaciones de radar. En el panel de la derecha ([Figura 3b](#)) se muestra el número total de píxeles de nubes determinados con valores de  $Z_e \geq 17$  dBZ. Existe una clara diferencia de los sistemas de nubes entre la región E y las sub-áreas de los Andes. En el E se presentan mayor nubosidad (38000 píxeles) distribuida entre 4.2 y 5 km de altura y la misma decrece fuertemente con la altura desde 5.5 km. En las otras regiones se encuentra mayor nubosidad entre 5.5 y 7 km de altura. La región S presenta más nubosidad y decrece con la altura fuertemente desde los 7 km. En la [Figura \(4\)](#) se muestra el diagrama de contorno de frecuencia con la altura (DCFA) de la lluvia estratiforme y convectiva sobre las cuatro sub-áreas. Se observa claramente que, por encima de la ANC específicamente en el rango de la capa mixta, la frecuencia de ocurrencia de valores de  $Z_e$  son significativamente distintas entre la región E y otras regiones de Andes. Esto refleja que la nubosidad en los Andes es máxima entre 6 y 8 km de altura y en la región E entre 5 y 7 km, lo cual es coincidente con lo mostrado en la [Figura \(3b\)](#). En la región E, desde la ANC aumenta la reflectividad, debido a la existencia de una banda brillante, lo que indica la presencia de lluvia estratiforme. Este aumento de reflectividad se debe principalmente a dos aspectos. El primero, es porque los hidrometeoros se agregan más fácilmente al cubrirse parcialmente con una capa de agua líquida cerca de la ANC ([Saikranthi et al., 2014](#)) y el segundo, se debe a los valores del índice de refracción complejo del material de las partículas  $K^2$ , que es cinco veces mayor para el agua que para el hielo, produciendo un aumento brusco de la reflectividad al aparecer una capa de agua en la superficie de las partículas de hielo en su etapa inicial de fusión, de modo que los agregados de partículas de hielo, cubiertos de agua, de mayor tamaño que las gotas de agua, poseen reflectividades muy altas hasta que su tamaño va disminuyendo producto de su fusión total, a alturas inferiores al nivel de congelación. En cambio, los DFCA para lluvias convectivas

([Figura 5](#)) son diferentes entre las sub-áreas. Cuando se compara las N, C, y S entre 6 y 8 km de altura, hay máximos de la frecuencia de ocurrencia para valores altos de reflectividad en la región S. Se observa además que el tope del DFCA es mayor en las sub-áreas de los Andes. Estos máximos del tope están directamente relacionados con los eventos extremos, de modo que en las áreas de los Andes, la lluvia convectiva está asociada a nubes profundas y esto es una evidencia de que el efecto mecánico de la topografía refuerza la convección. Por ejemplo, a 10 km de altura en la región E, el DFCA es más estrechos que en otras regiones, lo que implica que existen menos sistemas profundos que en los Andes. Por otro lado, el DFCA es una distribución estadística, en la que se mezclan casos con diferentes características, por tanto, en todas las sub-áreas de nubes convectiva ([Figura 5](#)) por encima del ANC, se observan porcentajes de ocurrencia de reflectividad altas respecto al diagrama que considera la ocurrencia de ambos tipos de nube en conjunto ([Figura 4](#)). Esto se debe a que en todas las sub-áreas el porcentaje de ocurrencia de nubes estratiformes es mayor que el de nubes convectivas.

#### **Sistema de nubes formados por celdas convectivas intensas (CCIs) y cumulonimbus profundos (CbT)**

En la [Figura 6](#) se muestra la estructura del SCM ocurrido el 26 de marzo de 2016 (16:30 UTC), que pudo ser observado por el KuPR. El SCM presenta aproximadamente 300 km de tamaño horizontal, y se distinguen claramente las 3 etapas de su desarrollo, la de formación, madurez y disipación. En el eje de las abscisas se indica la localización sobre la superficie (longitud, latitud), la tormenta muestra dos núcleos convectivos intensos de modo que cerca de las posiciones  $(-75.0, -10.3^{\circ})$  y  $(-74.8, -0.8^{\circ})$  se encuentra en su etapa madura, donde a 12 km de altura, tiene valores de reflectividad que superan 20 dBZ y la base de la nube está por debajo de 3 km de altura, mientras que en niveles bajos se observan valores de 45 dBZ, lo que revela la existencia de celdas convectivas intensas, por lo cual, en la presente investigación se clasifican como nubes de tipo CbT. En cambio, en la posición  $(75.2, -10.8^{\circ})$  se encuentra en etapa de





**Figura 3.** Altura de nivel de congelación (panel izquierdo) y número de pixeles nublados en cada sub-área de la cuenca del Mantaro (panel derecho).

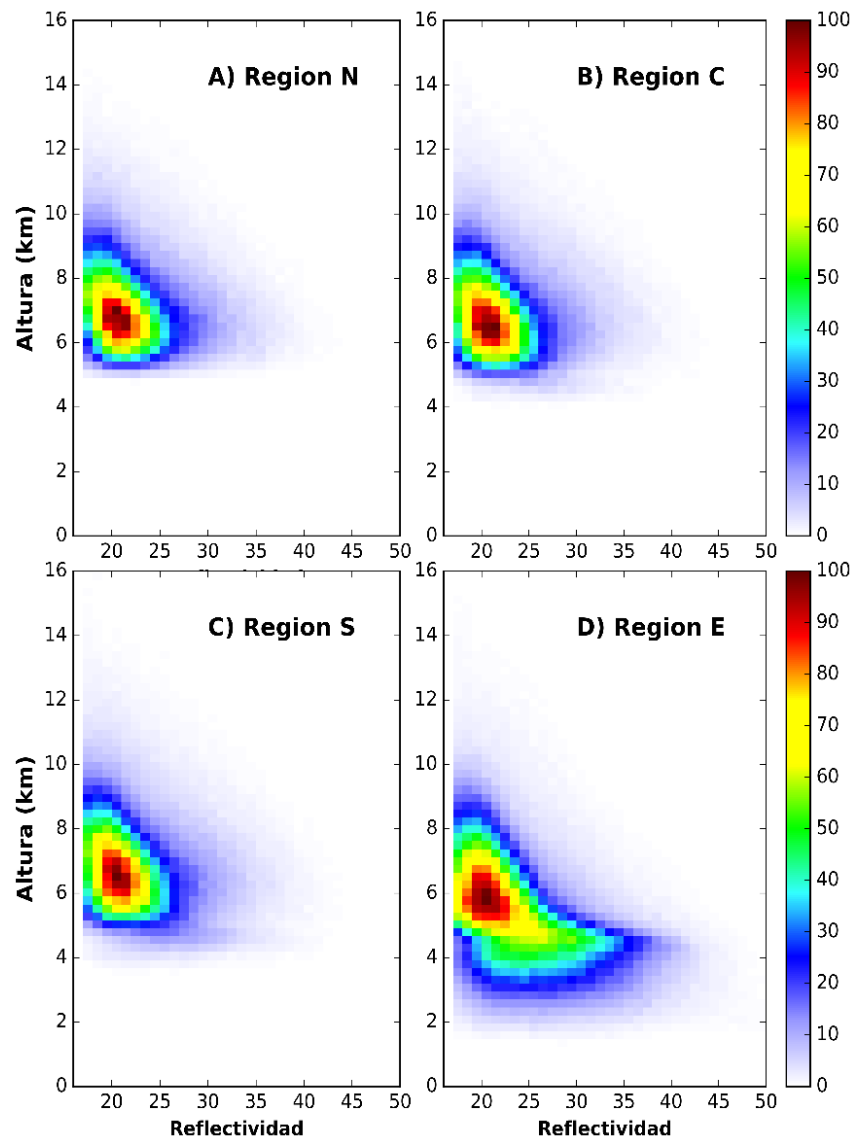
disipación relativamente con nubes poco profundas y con una señal de banda brillante que evidencia la precipitación estratiforme.

En la [tabla 1](#), se muestran los umbrales de las celdas convectivas intensas (CCIs) para todas las sub-áreas de la cuenca del Mantaro, donde CCI3, CCI6 y CCI8 indican celdas convectivas intensas definidas usando 3 km, 6 km y 8 km como altura de referencia respectivamente.

En la región E a 3 km de altura de referencia, la reflectividad toma el valor de 41 dBZ. En cambio, en N, C y S no se definieron debido a la topografía de los Andes, aunque sí se tiene umbrales para CCI6 y CCI8 lo que indica que los umbrales son cercanos entre las regiones de los Andes y difieren para la región E. De aquí se afirma que los umbrales varían, dependiendo de la altura de referencia fijada, lo que es consistente con los resultados de [Kumar & Bhat, \(2016\)](#). Estos valores son indicadores para cuantificar la intensidad de eventos asociadas a sistemas de nubes profundas y de tormentas convectivas.

En la [Figura 7](#), se muestra el promedio de perfil vertical del Ze para todas las nubes de tipo cumulonimbus (CbT) ([Figura 7a](#)); para las CbT que rebasan el percentil 75 en la distribución por valores de Ze (CbT75) ([Figura 7b](#)) y para las celdas convectivas intensas utilizando 8 km como altura de referencia (CCI8) ([Figura 7c](#))

En la [Figura \(7\)](#) se muestra el promedio de perfil vertical del Ze para las nubes CbT ([Figura 7a](#)), CbT75 ([Figura 7b](#)) y CCI8 ([Figura 7c](#)). Estas últimas son celdas convectivas intensas (CCI), que se han extraído usando el umbral del CCI8 ([tabla 1](#)). Similarmente, las otras celdas CCI3 y CCI6 se pueden extraer usando sus respectivos umbrales, aunque estos dos últimos tienen el mismo patrón que los de CCI8. Las celdas CCIs son más recurrentes que las CbTs y su régimen de activación es equivalente, pero es menos activo que las de tipo CbT75. En la región de transición Amazonia-Andes el promedio vertical de Ze es diferente, ya que a partir de la ANC los valores de Ze disminuyen en altura. En cambio, en el mismo rango, el promedio de Ze sobre las sub-áreas de los Andes muestra un régimen de nubes más activo para todas las nubes de tipo CbTs y CCIs. Se observa además una clara diferencia del promedio de Ze para las nubes de tipo CbTs y ICCs. Por otra parte, por debajo de la ANC no es posible comparar todas las sub-áreas debido a la topografía de los Andes. La diferencia que se encontró en el promedio de perfil vertical de Ze está asociada a los procesos físicos que involucran a la microfísica, dinámica y la termodinámica y están condicionados por el distinto grado de forzamiento orográfico, que es notablemente diferente entre la región E (transición Amazonia-Andes) y las regiones de



**Figura 4.** Diagrama de contorno de frecuencia con la altura (DFCA) muestra la frecuencia relativa de la ocurrencia de Ze para nubes precipitables de tipo convectiva y estratiforme en diferentes alturas. (A) Región N, (B) Región C, (C) Región S y (D) Región E.

Los Andes, donde el forzamiento orográfico fortalece el crecimiento de los hidrometeoros sobre todo en la capa de fase mixta donde se intensifican las corrientes verticales, condicionando un mayor crecimiento de las partículas de graupel

En la [Figura \(8\)](#) se muestra la climatología de altura máxima del tope de 40 dBZ (MH40) y 30 dBZ (MH30) determinado con 20 años de datos (1998-2018) combinados del PR y KuPR. El MH40 y MH30 son indicadores que se utilizan como proxies, para representar la intensidad de convección que se produce, de modo que indirectamente revelan la intensidad de las corrientes verticales que se generan dentro de una tormenta convectiva sobre todo por encima de la

ANC. En la región E, los máximos de MH40 y MH30 se ubican en niveles relativamente bajos con respecto de las sub-áreas de los Andes, donde la mediana aproximadamente se encuentra a 4.4 km (MH40) y 6 km (MH30) de altura. En cambio, en las sub-áreas de Los Andes, los cuartiles son diferentes y las medianas aumentan en función de la altura. En la región S, la diferencia entre el cuartil inferior y el superior es relativamente grande, lo que indica que los MH40 y MH30 son más variables y la mediana se encuentra a 6 km (MH40) y 7 km (MH30) de altura. En cambio, en las regiones N y C sus cuartiles son estrechos y las medianas se encuentran a 7 km (MH40) y 7.5km (MH30), y 6.9 km(MH40) y 7.2km (MH30)

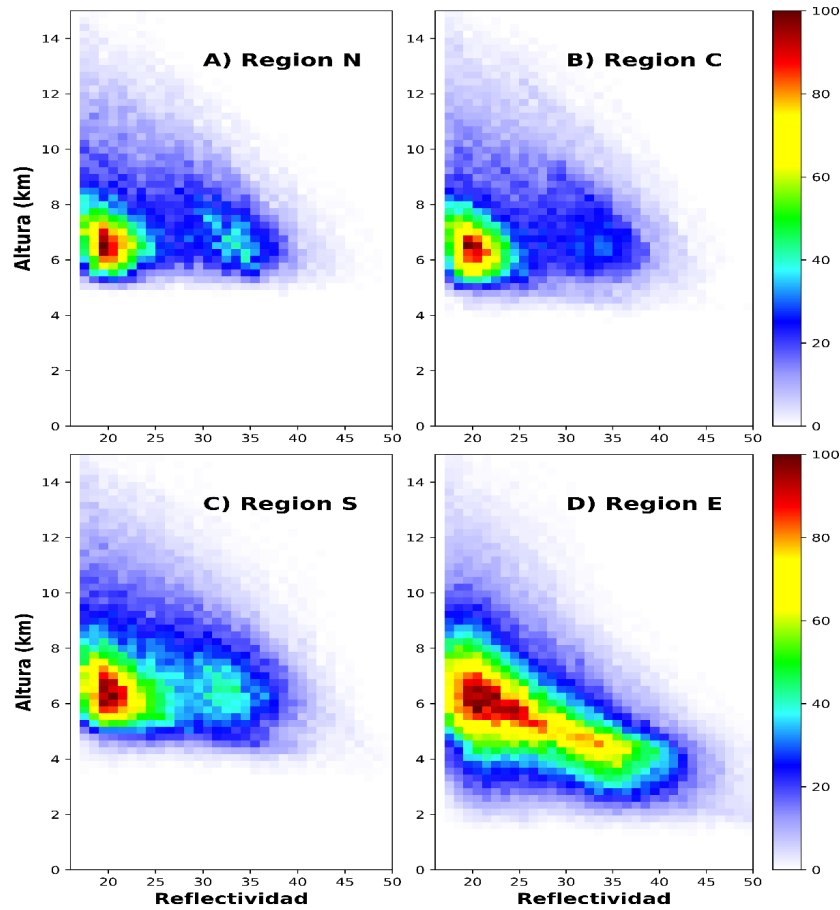


Figura 5. Igual que la Figura 4, pero sólo para nubes convectivas.

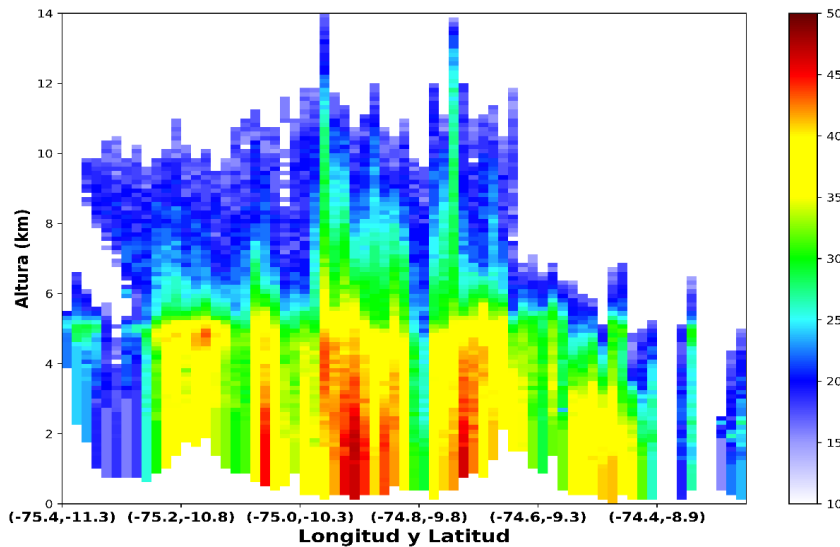


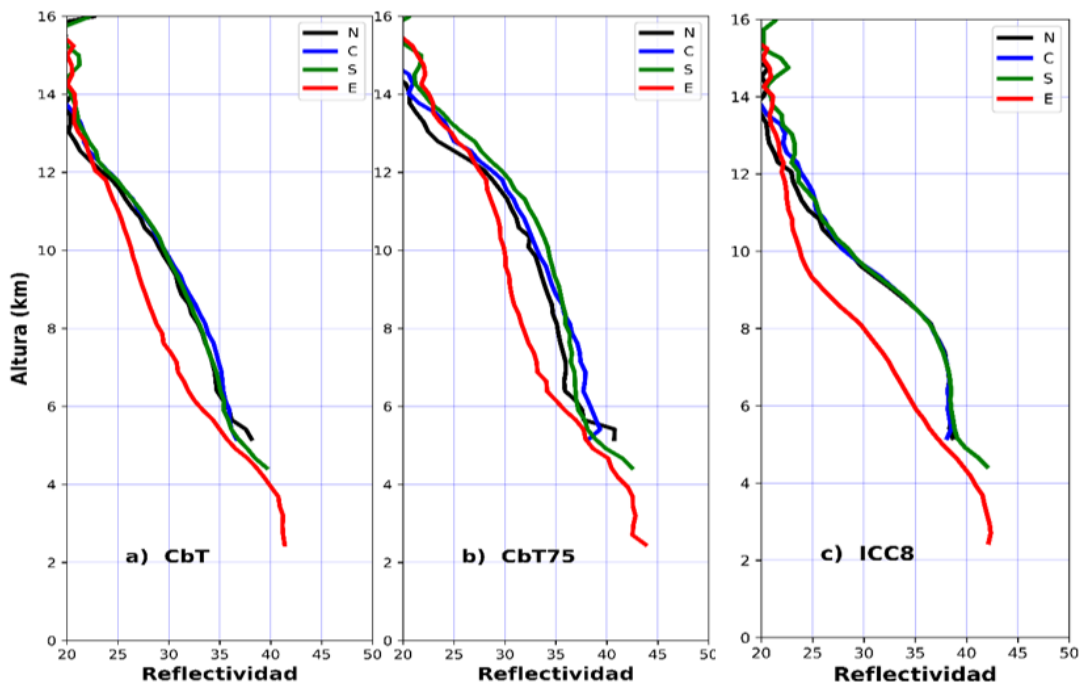
Figura 6. Estructura vertical del sistema convectivo de meso-escala (SCM), ocurrido cerca de la cuenca del Mantaro el 26 de marzo de 2016 (16:30 UTC) y que pudo ser observado por el radar de banda Ku del satélite núcleo GPM.

respectivamente. El resultado muestra que la convección en todas las sub-áreas se produce a diferentes alturas, lo que indica que la topografía juega un papel fundamental. La Figura 9 muestra la función de distribución acumulativa (FDA) de ocurrencia de nubes convectivas (panel

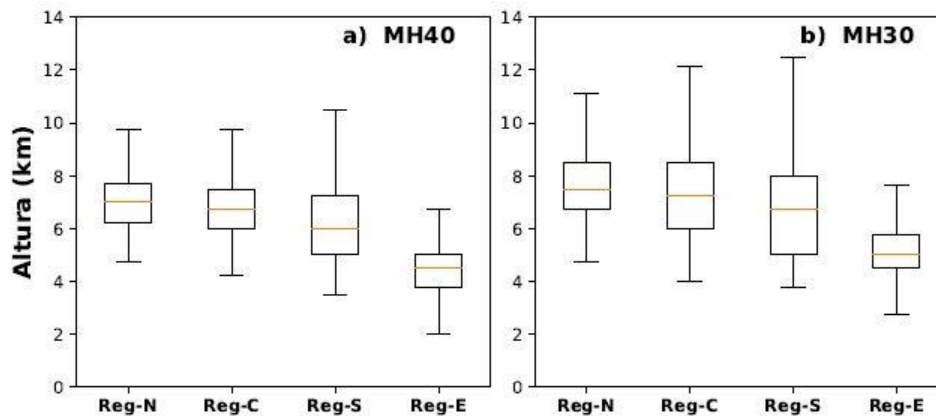
izquierda) y de la altura máxima de 20 dBZ (panel derecho). Se observa que la lluvia convectiva con área horizontal menor se encuentra en las sub-áreas de los Andes, observándose que a medida que aumenta la altitud, el área horizontal de lluvia convectiva

**Tabla 1.** Umbrales para sistema de nubes con celdas convectivas intensas.

Regiones	CCI3 Umbrales (dBZ)	CCI6 Umbrales (dBZ)	CCI8 Umbrales (dBZ)
N	-	37.8	33.8
C	-	37.5	33.8
S	-	37.5	33.7
E	41.0	32.7	25.9



**Figura 7.** Perfil vertical promedio de la reflectividad para sistema de nubes; (a) CbT, (b) CbT75 y (c) celdas convectivas intensas con 8 km de altura de referencia (CCI8).



**Figura 8.** Climatología de la altura de máximos valores de reflectividad, (a) 40dBZ (MH40) y (b) 30dBZ (MH30).

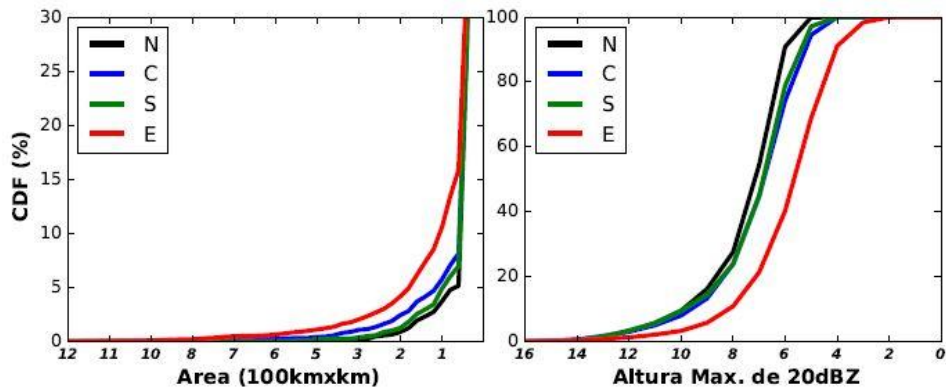
disminuye. El FDA de la altura máxima de 20 dBZ muestra que en la región de transición Amazonia-Andes las nubes se ubican a una altura menor que en las sub-áreas de Los Andes.

### Estructura vertical de componentes de Ze

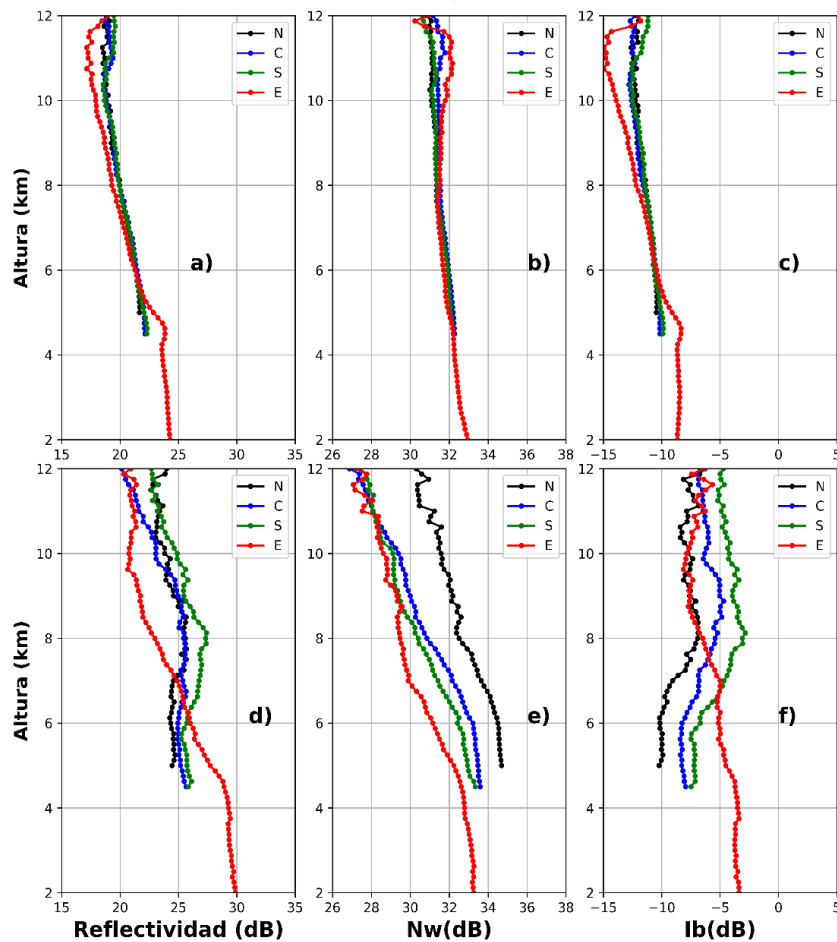
Como se mencionó anteriormente, el componente de la reflectividad Nw constituye el parámetro de escala que representa la

concentración de los hidrometeoros, mientras que el componente **Ib** (dB) es una función del promedio de volumen en peso ( $D_m$ ) y del parámetro de forma ( $\mu$ ). En la [Figura \(10\)](#) se muestra el promedio de perfil vertical de Ze, Nw y Ib para lluvia estratiformes y convectiva. En todas las sub-áreas, la concentración de hidrometeoros ([Figura 10](#) b) entre 9 y 12 km de





**Figura 9.** Frecuencia de distribución acumulativa (FDA) para nubes convectivas en las sub-áreas de la cuenca del Mantaro (N, C, S y E), Área acumulativa (panel izquierdo) y altura de 20dBZ (panel derecho).



**Figura 10.** Perfil vertical promedio de la reflectividad y sus componentes determinado desde KuPR-GPM (2014-2018). (a) Reflectividad para lluvia estratiforme (b) Nw para lluvia estratiforme, (c) Ib para lluvia estratiforme, (d) reflectividad para lluvia convectiva (e) Nw para lluvia convectiva y (f) Ib para lluvia convectiva.

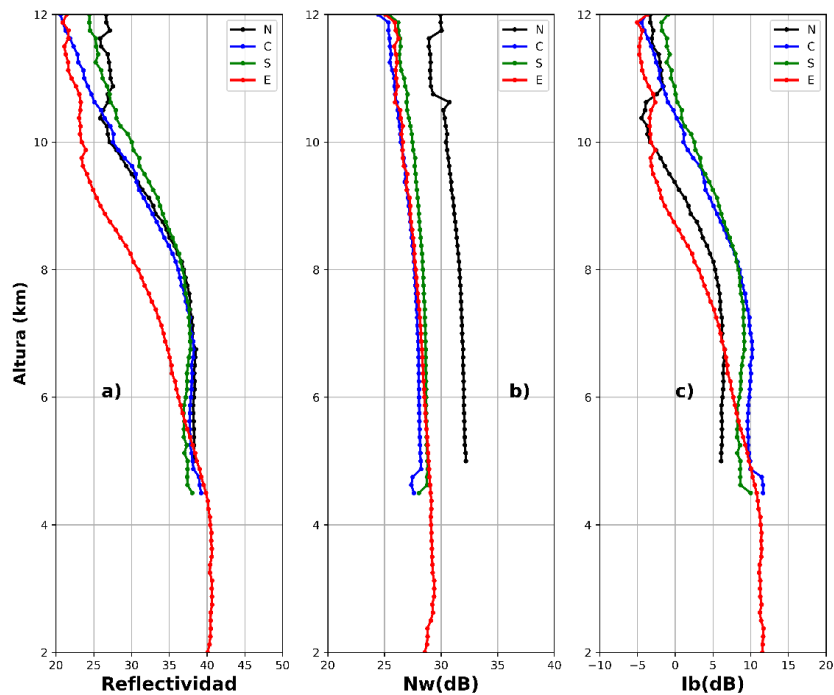
altura presenta máximos, aunque en las regiones de Andes los picos son menores. Esta es una evidencia de que en este intervalo existe alta concentración de partículas con diámetros muy pequeñas (Figura 10c). Luego a partir de 8 km hacia niveles bajos aumenta ligeramente la

concentración de los hidrometeoros para todas las sub-áreas. La región E, presenta dos intervalos de aumento. Alrededor de 4.8 km de altura se observa un pico más pequeño, que se observa más pronunciado en la componente Ib (Figura 10c). Esta altura corresponde a la misma altura de

la banda brillante, y además en esta misma altura la reflectividad tiene valores pico, de modo que evidencia que la banda brillante (Figura 10a) se encuentra alrededor de 4.8 km de altura. Asimismo, en la región E por debajo de la ANC la reflectividad depende fuertemente del componente Ib, y se observa con claridad la región de banda brillante. Por lo tanto, para lluvia estratiforme, se afirma que el aumento de los valores de reflectividad por debajo de la ANC depende de la predominancia del tamaño de las partículas de hidrometeoros. En cambio, la concentración de partículas en la lluvia convectiva (Figura 10e), para todas las sub-áreas varía fuertemente en el perfil vertical. En la región N, la concentración es alta con respecto de otras sub-áreas y el Ib es ligeramente menor. Entre 5 y 11 km de altura existe una clara diferencia de valores de reflectividad entre las sub-áreas de los Andes y Amazonia-Andes (fig:10d). Los de los Andes presentan alta concentración de hidrometeoros y a su vez su tamaño disminuye significativamente. En la región E, la concentración aumenta fuertemente hasta llegar a la superficie y el diámetro aumenta ligeramente, Este resultado manifiesta que la reflectividad por debajo de 10 km de altura,

depende de la predominancia de ambos componentes del Ze, aunque ligeramente domina la concentración de hidrometeoros en algunos intervalos de altura. El peso de Ib es superior al de Nw, lo que refleja la existencia de gotas grandes, por la acción de los mecanismos de coalescencia entre gotas líquidas e incrustación de gotas de nube en cristales que dan lugar a formación de graupel en el interior de las corrientes ascendentes de las nubes convectivas.

En la Figura 11 se muestran los perfiles medios de la reflectividad y sus componentes para nubes intensas de tipo CCI8. En la región N, para este tipo de nubes, la concentración de hidrometeoros es significativamente alta con respecto de las otras sub-áreas, aunque el tamaño de los hidrometeoros es menor que para las regiones C y S. En general la concentración se mantiene relativamente constante en todas las sub-áreas (Figura 11b), en cambio el tamaño de los hidrometeoros varía fuertemente. Por ejemplo, en las regiones de Los Andes entre 5 y 11 km de altura aumenta significativamente, lo que se refleja en que a esta misma altura la reflectividad aumenta y se observa una clara diferencia entre las regiones de los Andes y Amazonia-Andes. De este resultado se afirma que en las nubes más



**Figura 11.** Perfil vertical promedio de los componentes de Ze para todas las sub-áreas, para celdas convectivas intensas a una altura de 8 km de referencia, para el periodo de 2014-2018 desde KuPR. (a) perfil vertical de reflectividad, (b) componente Nw, y (c) componente Ib.

activas de tipo CCIs predomina el componente Ib (dB), lo cual indica que en las sub-áreas de Andes entre 6 y 10 km de altura la reflectividad es más sensible a la distribución del tamaño de partículas, mientras que en la región E, entre 4 y 9 km de altura predomina el efecto del tamaño de partículas, lo que revela una clara ocurrencia y predominancia de los procesos de coalescencia entre gotas e incrustación de gotas de nube en cristales de hielo que forman gotas grandes y partículas de graupel y granizo, lo que se refleja más claramente que en el caso de las nubes convectivas en general.

### CONCLUSIONES

El análisis diferenciado de las características de los eventos de lluvia que se forman en cuatro zonas diferentes de la cuenca del Mantaro permite afirmar que, en las tres zonas correspondientes a Los Andes, el ciclo diario de las precipitaciones tiene un máximo en horas de la tarde, con continuidad hacia horas de la noche, mientras que, en la zona de transición, donde los totales de lluvia son menores, el máximo se desplaza hacia la madrugada. En todos los horarios y para todo el valle, las precipitaciones convectivas y estratiformes están relativamente equilibradas, lo que es consistente con el hecho de que ambos tipos de precipitaciones están asociadas generalmente a sistemas de nubes convectivas con componente orográfica en el forzamiento que las origina, de modo que la lluvia posee características convectivas y estratiformes en diferentes etapas de su evolución.

Los porcentajes de ocurrencia de lluvias convectiva y estratiforme en sub-áreas de Los Andes Centrales del Perú están en proporción 30 % y 70 % respectivamente, y su contribución al acumulado de lluvia es de 63.3 % y 36.7 % respectivamente. En cambio, en la región de transición Amazonia-Andes, la distribución es el 31 % convectiva y 69 % estratiforme, pero sus contribuciones al acumulado de lluvia son más equilibradas (46 % y 54 % respectivamente).

Los perfiles verticales promedio de Ze, entre la región de Los Andes y la de transición Amazonia-Andes presentan una diferencia de ~5 dBZ en el nivel de fase mixta para nubes convectivas, lo que está relacionado con las

condiciones de forzamiento orográfico, que favorece las corrientes ascendentes, fortaleciendo los mecanismos de coalescencia y formación de graupel con relación a la región Amazonia-Andes. Estos son consistentes con los estudios anteriores de nubes convectivas en otras regiones orográficas ([Bhat & Kumar, 2015](#); [Kumar & Bhat, 2016](#)).

En el perfil vertical de las celdas convectivas predomina el componente de la distribución por tamaños de partículas, lo que indica que el factor de reflectividad equivalente es relativamente más sensible al tamaño de los hidrometeoros que a la concentración, con relación a sistemas estratiformes. En las nubes clasificadas como celdas convectivas intensas (CCIs) el predominio de la componente de tamaño es más marcada.

### REFERENCIAS

- Banta, R. M. (1990) 'The role of mountain flows in making clouds', in *Atmospheric processes over complex terrain*. doi: 10.1007/978-1-935704-25-6.
- Berbery, E. H. & Collini, E. A. (2000) 'Springtime Precipitation and Water Vapor Flux over Southeastern South America', *Monthly Weather Review*. doi: 10.1175/1520-0493(2000)128<1328:SPAWVF>2.0.CO;2.
- Bhat, G. S. & Kumar, S. (2015) 'Vertical structure of cumulonimbus towers and intense convective clouds over the South Asian region during the summer monsoon season', *Journal of Geophysical Research*, 120(5), pp. 1710-1722. doi: 10.1002/2014JD022552.
- Bookhagen, B. & Strecker, M. R. (2008) 'Orographic barriers, high-resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes', *Geophysical Research Letters*. doi: 10.1029/2007GL032011.
- Bringi, V. N. *et al.* (2003) 'Raindrop Size Distribution in Different Climatic Regimes from Disdrometer and Dual-Polarized Radar Analysis', *Journal of the Atmospheric Sciences*. doi: 10.1175/1520-0469(2003)060<0354:RSDIDC>2.0.CO;2.
- Cecil, D. J. *et al.* (2005) 'Three Years of TRMM Precipitation Features. Part I: Radar,

- Radiometric, and Lightning Characteristics', *Monthly Weather Review*. doi: 10.1175/MWR-2876.1.
- Celleri, R. *et al.* (2007) 'Space-time rainfall variability in the Paute basin, Ecuadorian Andes', *Hydrological Processes*. doi: 10.1002/hyp.6575.
- Chavez, S. P. & Takahashi, K. (2017) 'Orographic rainfall hot spots in the Andes-Amazon transition according to the TRMM precipitation radar and in situ data', *Journal of Geophysical Research*, 122(11), pp. 5870-5882. doi: 10.1002/2016JD026282.
- Figuroa, S. N. & Nobre, C. A. (1990) 'Precipitation distribution over central and western tropical South America', *Climanálise*, 5(6), pp. 36-45.
- Garreaud, R. (1999) 'Multiscale Analysis of the Summertime Precipitation over the Central Andes', *Monthly Weather Review*. doi: 10.1175/1520-0493(1999)127<0901:MAOTS P>2.0.CO;2.
- Hou, A. Y. *et al.* (2014) 'The global precipitation measurement mission', *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(5), pp. 701-722. doi: 10.1175/BAMS-D-13-00164.1.
- Houze, R. A. (2014) 'Cloud microphysics', *International Geophysics*. doi: 10.1016/B978-0-12-374266-7.00003-2.
- IGUCHI, T. *et al.* (2009) 'Uncertainties in the Rain Profiling Algorithm for the TRMM Precipitation Radar', *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 87A, pp. 1-30. doi: 10.2151/jmsj.87A.1.
- Kirstetter, P.-E. *et al.* (2013) 'Comparison of TRMM 2A25 Products, Version 6 and Version 7, with NOAA/NSSL Ground Radar-Based National Mosaic QPE', *Journal of Hydrometeorology*, 14(2), pp. 661-669. doi: 10.1175/JHM-D-12-030.1.
- Kumar, S. (2016) 'Three dimensional characteristics of precipitating cloud systems observed during Indian summer monsoon', *Advances in Space Research*. COSPAR, 58(6), pp. 1017-1032. doi: 10.1016/j.asr.2016.05.052.
- Kumar (2017a) Kumar, Shailendra. "A 10-year climatology of vertical properties of most active convective clouds over the Indian regions using TRMM PR." *Theoretical and applied climatology* 127, no. 1-2 (2017): 429-440. <https://doi.org/10.1007/s00704-015-1641-5>
- Kumar, S. (2017b) 'Vertical structure of convective clouds using the TRMM PR data', *Environment and Natural Resources Research* 7 (2), 58. doi: 10.5539/enrr.v7n2p58
- Kumar, S., 2018. Vertical structure of precipitating shallow echoes observed from TRMM during Indian summer monsoon. *Theoretical and applied climatology*, 133(3-4), pp.1051-1059. <https://doi.org/10.1007/s00704-017-2238-y>
- Kumar, S. & Bhat, G. S. (2016) 'Vertical profiles of radar reflectivity factor in intense convective clouds in the tropics', *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 55(5), pp. 1277-1286. doi: 10.1175/JAMC-D-15-0110.1. doi: 10.1007/s12040-017-0897-9
- Kumar, S. and Bhat, G.S., (2017). Vertical structure of orographic precipitating clouds observed over south Asia during summer monsoon season. *Journal of Earth System Science*, 126(8), p.114.
- Liu, C. *et al.* (2008) 'A cloud and precipitation feature database from nine years of TRMM observations', *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(10), pp. 2712-2728. doi: 10.1175/2008JAMC1890.1.
- Liu, C. & Zipser, E. J. (2013) 'Why does radar reflectivity tend to increase downward toward the ocean surface, but decrease downward toward the land surface?', *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. doi: 10.1029/2012JD018134.
- Martinez Grimaldo, A. *et al.* (2005) 'Vulnerabilidad actual y futura ante el cambio climático y medidas de adaptación en la Cuenca del río Mantaro: Volumen III'. Instituto Geofísico del Perú.
- Rasmussen, K. L. *et al.* (2016) 'Contribution of Extreme Convective Storms to Rainfall in South America', *Journal of*



- Hydrometeorology*. doi: 10.1175/JHM-D-15-0067.1.
- Romatschke, U. & Houze, R. A. (2010) 'Extreme summer convection in South America', *Journal of Climate*, 23(14), pp. 3761-3791. doi: 10.1175/2010JCLI3465.1.
- Saavedra, M. & Takahashi, K. (2017) 'Physical controls on frost events in the central Andes of Peru using in situ observations and energy flux models', *Agricultural and Forest Meteorology*. doi: 10.1016/j.agrformet.2017.02.019.
- Saikranthi, K. *et al.* (2014) 'Morphology of the vertical structure of precipitation over India and adjoining oceans based on long-term measurements of TRMM PR', *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. doi: 10.1002/2014JD021774.
- Schumacher, C. & Houze, R. A. (2003) 'Stratiform rain in the tropics as seen by the TRMM precipitation radar', *Journal of Climate*. doi: 10.1175/1520-0442(2003)016<1739:SRITTA>2.0.CO;2.
- Silva, Y., Takahashi, K. & Chávez, R. (2008) 'Dry and wet rainy seasons in the Mantaro river basin (Central Peruvian Andes)', *Advances in Geosciences*. doi: 10.5194/adgeo-14-261-2008.
- Vera, C. *et al.* (2006) 'The South American low-level jet experiment', *Bulletin of the American Meteorological Society*. doi: 10.1175/BAMS-87-1-63.
- Weisman, M. L. & Klemp, J. B. (1984) 'The Structure and Classification of Numerically Simulated Convective Storms in Directionally Varying Wind Shears', *Monthly Weather Review*. doi: 10.1175/1520-0493(1984)112<2479:TSACON>2.0.CO;2.
- Williams, C. R. (2016) 'Reflectivity and liquid water content vertical decomposition diagrams to diagnose vertical evolution of raindrop size distributions', *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. doi: 10.1175/JTECH-D-15-0208.1.
- Xu, W. & Zipser, E. J. (2012) 'Properties of deep convection in tropical continental, monsoon, and oceanic rainfall regimes', *Geophysical Research Letters*, 39(7), pp. 1-6. doi: 10.1029/2012GL051242.
- Zipser, E. J. & Lutz, K. R. (1994) 'The Vertical Profile of Radar Reflectivity of Convective Cells: A Strong Indicator of Storm Intensity and Lightning Probability?', *Monthly Weather Review*. doi: 10.1175/1520-0493(1994)122<1751:TVPORR>2.0.CO;2.
- Zubieta, R. *et al.* (2017) 'Spatial analysis & temporal trends of daily precipitation concentration in the mantaro river basin: Central andes of peru', *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*. doi: 10.1007/s00477-016-1235-5.

Los autores de este trabajo declaran no presentar conflicto de intereses.

Este artículo se encuentra bajo licencia [Creative Commons Reconocimiento-NoComercial 4.0 Internacional \(CC BY-NC 4.0\)](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/)