



CARACTERÍSTICAS DE LLUVIA Y EVENTOS EXTREMOS EN LOS ANDES TROPICALES USANDO UN RADAR DE LLUVIA DE APUNTAMIENTO VERTICAL

RAINFALL CHARACTERISTICS AND EXTREME EVENTS IN THE TROPICAL ANDES USING A VERTICALLY POINTING RAIN RADAR

Javier Chinín-Cabrera¹ y Rolando Céleri*^{1,2}

¹Departamento de Recursos Hídricos y Ciencias Ambientales, Universidad de Cuenca, 010207, Cuenca, Ecuador.

²Facultad de Ingeniería, Universidad de Cuenca, 010203, Cuenca, Ecuador.

*Autor para correspondencia: rolando.celleri@ucuenca.edu.ec

Manuscrito recibido el 26 de febrero de 2023. Aceptado, tras revisión el 25 de junio de 2024. Publicado el 1 de marzo de 2025.

Resumen

La información de la estructura vertical de la lluvia en los Andes es bastante limitada, a pesar de su importancia en aspectos como modelos de clima (MC) y estimación cuantitativa de lluvia (ECL). Dentro de estos aspectos, los eventos extremos conforman un punto de alto interés debido a la necesidad de mitigar los problemas sociales que pueden ocasionar. Por lo tanto, el objetivo de esta investigación es caracterizar la estructura vertical de la lluvia y eventos extremos en los Andes Tropicales usando un micro radar de lluvia de apuntamiento vertical. Para esto, (i) se determinó el ciclo diario de lluvia; (ii) se caracterizó la bright band; (iii) se caracterizó la columna de agua y los perfiles verticales promedio de reflectividad. Se utilizaron 5 años de datos medidos con un radar de apuntamiento vertical instalado en Cuenca, Ecuador. Los principales resultados indican que (i) los eventos de lluvia con altas intensidades se concentran entre las 12:30 – 20:00 h (Tiempo Local), y en este intervalo se registra el 77 % del total de lluvia; (ii) la bright band tiene un espesor entre 200 y 400 m y su parte superior (capa de fusión) se ubica entre 4500 y 4900 m snm; y (iii) la lluvia muestra una alta variabilidad en la columna de agua: durante la etapa convectiva los valores de reflectividad pueden aumentar hasta en un 94% desde la capa de fusión hasta la superficie. Los resultados evidencian la alta complejidad de los eventos de lluvia de la zona andina y la necesidad de considerar estos aspectos para mejorar la precisión de MC y ECL.

Palabras clave: Eventos extremos, capa de fusión, ciclo diario de lluvia, estructura vertical de lluvia, Andes tropicales.

Abstract

Although the vertical structure of rain is relevant in aspects such as climate models (CM) and quantitative precipitation estimation (QPE), data about it is limited in the Andes. Within these aspects, extreme rainfall events are important due to their potential social impacts. Therefore, this study aims to characterize the vertical structure of rain and extreme events in the Tropical Andes using a Vertically Pointing Micro Rain Radar. For this, (i) the diurnal rainfall cycle was determined; (ii) the bright band was characterized; (iii) common characteristics of the vertical rain profile during extreme events, along with the average vertical reflectivity profiles of different development stages of a characteristic extreme event were studied. The study was performed using five years of data from a vertically pointing rain radar installed in Cuenca, Ecuador. The main results indicate that (i) rain events with high intensities are concentrated between 12:30 – 20:00 h (Local Time), during which 77% of the total rainfall occurs; (ii) the bright band has a thickness between 200 and 400 m, and its top (melting layer) is located between 4500 and 4900 m above sea level; (iii) rainfall shows a high variability in the water column: during the convective stage reflectivity values can increase up to 94% from the fusion layer to the ground. The results show the complexity of rainfall events in the Andean region and the need to consider these aspects into CM and QPE to improve their accuracy.

Keywords: Extreme events, melting layer, diurnal rainfall cycle, vertical structure of rain, tropical Andes.

Forma sugerida de citar: Chinín-Cabrera, J. y Céleri, R. (2025). Características de lluvia y eventos extremos en los Andes Tropicales usando un radar de lluvia de apuntamiento vertical. *La Granja: Revista de Ciencias de la Vida*. Vol. 41(1):72-85. <https://doi.org/10.17163/lgr.n41.2025.04>.

IDs Orcid:

Javier Chinín-Cabrera: <https://orcid.org/0000-0003-3412-5576>

Rolando Céleri: <https://orcid.org/0000-0002-7683-3768>

1 Introducción

Los eventos extremos de lluvia representan un reto para la sociedad debido a las consecuencias que pueden causar, como inundaciones repentinas, daños en cultivos, erosión, deslizamientos de suelo o contaminación de agua (Barlow et al., 2019; Mukherjee et al., 2018). Esto hace indispensable su entendimiento, caracterización y adecuada estimación para poder mitigar dichos efectos. Sin embargo, en los Andes el estudio detallado de estos eventos y los procesos que gobiernan la lluvia se ha visto condicionado debido al escaso y mal distribuido monitoreo que existe (Perry et al., 2017; Seidel et al., 2019) y a que sus propiedades varían en escalas temporales menores a las de la información y modelos climáticos disponibles (Boucher et al., 2013; Seidel et al., 2019; Ward et al., 2011).

Este problema se amplifica por la alta variabilidad espaciotemporal de sus procesos, ocasionada por la complejidad topográfica existente (Orellana-Alvear et al., 2017; Yarleque et al., 2016). Todo esto se ve reflejado especialmente en la limitada información y estudios disponibles en los Andes sobre la estructura vertical de la lluvia (EVL) a lo largo de la columna de agua, es decir, desde su origen en las nubes hasta llegar a tierra.

El estudio de la EVL tiene un alto impacto en diferentes aspectos. En primer lugar, permite comprender la microfísica que gobierna la formación y evolución de la lluvia (Durán-Alarcón et al., 2019; Urgilés et al., 2021); además, una característica como la bright band (BB) permite estimar la altura a la cual se origina la lluvia, ya que es usada como un indicador de la capa de fusión (Endries et al., 2018; Konwar et al., 2012; Sumesh et al., 2019). Por otra parte, en zonas montañosas, los productos de radares y satélites presentan deficiencias en su precisión (Chen et al., 2022; Orellana-Alvear et al., 2019; Satgé et al., 2019; Ward et al., 2011), ocasionadas por la diferencia en altitud entre el lugar donde se realiza la medición y la tierra.

Estas imprecisiones por lo general se corrigen directamente con información de pluviómetros en tierra, sin considerar la variación de las propiedades de la lluvia (por ejemplo, reflectividad) en la columna de agua (Das and Maitra, 2016; Kirstetter et al., 2013; Peters et al., 2005). Por lo que la EVL

proporciona información necesaria para mejorar, comparar y validar modelos climáticos y estimaciones obtenidas de radares y satélites (Durán-Alarcón et al., 2019).

Los radares terrestres de apuntamiento vertical conforman una alternativa adecuada para obtener información de la EVL (Durán-Alarcón et al., 2019; Luo et al., 2020; Urgilés et al., 2021). En los Andes Tropicales los estudios que han usado estos radares son limitados y pueden clasificarse en dos grupos: los que describen directamente la EVL y los que usan la EVL con otra finalidad. Dentro del primer grupo, los estudios se han centrado principalmente en la capa de fusión o BB. Perry et al. (2017) calcula la distribución de frecuencias de la altura de la capa de fusión para Cusco, Perú (agosto 2014– febrero 2015) y La Paz, Bolivia (octubre 2015– diciembre 2015), obteniendo que en ambos casos la mayoría de mediciones se encuentran entre 4400 y 5100 m sobre el nivel del mar (msnm). Endries et al. (2018) usa el mismo set de datos para Cusco y uno extendido para La Paz (octubre 2015– febrero 2017) para estudiar la altura de la BB según la hora del día, encontrando que, de forma consistente con la temperatura de la superficie, esta es mayor en la tarde y el inicio de la noche; además, que el fenómeno de El Niño en La Paz puede ser responsable de un incremento de esta altura en el periodo de 2015– 2016.

Finalmente, Kumar et al. (2020) en Huancayo, Perú (2015– 2018), reporta que la BB se encuentra mayormente entre 4000 a 5000 msnm, pero también determina por primera vez la variación vertical de propiedades de lluvia (reflectividad, intensidad, contenido de agua líquida y distribución de tamaño de gotas) para diferentes intensidades en la superficie, encontrando comportamientos interesantes especialmente para altas intensidades (20– 200 mm/h). El segundo grupo de estudios se ha centrado mayormente en clasificar la lluvia en estratiforme, convectiva o mixta involucrando la EVL, como lo hacen Seidel et al. (2019) y Urgilés et al. (2021). Además, Bendix et al. (2006) en Loja, Ecuador, muestra que la lluvia de carácter mixto es una característica importante de la precipitación de la zona y Schauwecker et al. (2017) con el mismo set de datos para Cusco de Perry et al. (2017), determina que cuando la temperatura de la superficie es menor a 15 °C la capa de fusión puede estimarse relativamente usando extrapolaciones con datos de

reanálisis.

Como se puede notar, la información de la EVL en los Andes Tropicales medida directamente con radares en tierra es bastante limitada y su descripción se encuentra concentrada en Perú y Bolivia; además que en ningún caso se ha usado la misma para estudiar la generación y dinámica de la lluvia para eventos extremos, pese a su importancia tanto en aspectos sociales como en modelos y estimaciones de lluvia. Por lo tanto, el objetivo de esta investigación es caracterizar la estructura vertical de la lluvia y eventos extremos en los Andes Tropicales, usando un micro radar de lluvia de apuntamiento vertical ubicado en Cuenca, Ecuador. Para esto, se plantea (i) caracterizar la distribución de los eventos de lluvia durante el día, especialmente los de al-

tas intensidades, a partir del estudio del ciclo diario de lluvia; (ii) caracterizar la *bright band* a partir de sus particularidades más importantes; (iii) caracterizar la columna de agua de los eventos de lluvia extrema y su evolución temporal.

2 Metodología

2.1 Área de estudio y equipamiento

El estudio se realizó con datos tomados en el Observatorio Meteorológico Balzay ($2^{\circ}53'32''$ S, $79^{\circ}02'10''$ W), el cual se ubica a 2600 msnm en los Andes de Ecuador en la ciudad de Cuenca (Figura 1). La zona tiene un régimen bimodal de precipitación con meses lluviosos en Marzo-Abril y Octubre-Noviembre (Campozano et al., 2016).

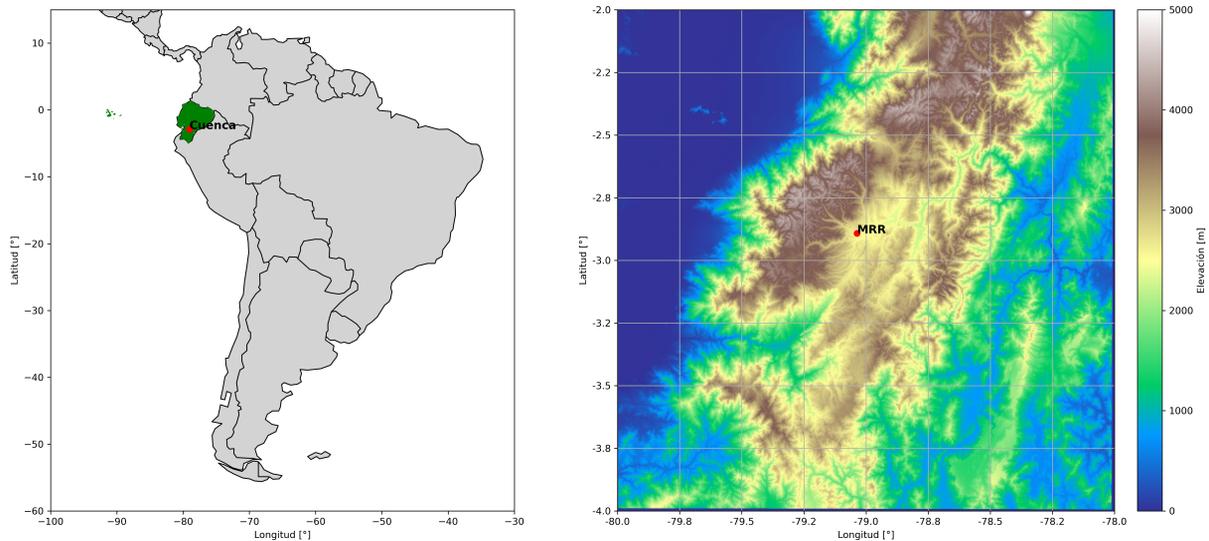


Figura 1. Zona de estudio en los Andes Ecuatorianos

Los datos corresponden a un Micro Rain Radar (MRR), el cual es un radar compacto de antena parabólica y de apuntamiento vertical, con una frecuencia de 24 GHz, longitud de onda de 12,5 mm y modo de operación FM-CW (Löffler-Mang et al., 1999; METEK, 2009; Peters et al., 2002). Este usa el espectro Doppler de velocidad como principio de medición y deriva la distribución del tamaño de gotas mediante la relación analítica de su velocidad terminal y su diámetro, descrita en Atlas et al. (1973). Posteriormente, en base a dicha variable, este calcu-

la parámetros de lluvia como reflectividad, contenido de agua líquida, intensidad de lluvia y velocidad de caída de gotas; las relaciones pueden revisarse a detalle en METEK (2009) y Peters et al. (2005). En cada medición del radar la columna de agua se discretiza verticalmente en 31 partes iguales (bandas), y para cada una se obtienen las 5 variables mencionadas; a esta medición se las denominará perfil vertical (PV).

2.2 Datos y preprocesamiento

Se utilizaron 5 años de mediciones del MRR en el periodo de febrero 2017 a enero de 2022. Las observaciones del MRR contaron con una resolución temporal y altitudinal (espesor de bandas) de 1 minuto y 100 m, respectivamente. El MRR mide la precipitación hasta una altura de 3100 m sobre el nivel del terreno (es decir, desde 2600 hasta 5700 msnm). Las variables usadas corresponden a la reflectividad e intensidad de lluvia. Para rellenar vacíos y eliminar datos atípicos para la intensidad de lluvia medida

en la banda más baja se utilizaron mediciones de un disdrómetro laser (Thies Clima Laser), ubicado en el mismo observatorio meteorológico. El porcentaje de mediciones faltantes para esta variable se redujo de 15,7% a 6,0%. Para esto, se realizó una correlación lineal entre la lluvia acumulada cada 5 minutos para ambos dispositivos (Figura 2). Pese a que el MRR mide la intensidad promedio en una banda de 100 m desde la superficie, su variabilidad puede ser explicada en un 80% por el disdrómetro, como lo indica el coeficiente de determinación (R^2); además, el valor-p es menor que 0,001.

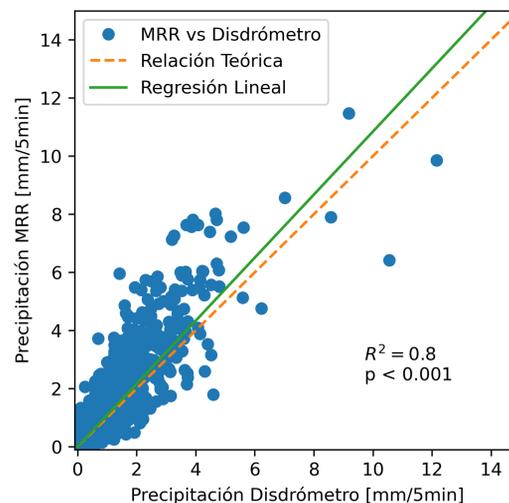


Figura 2. Correlación de lluvia acumulada cada 5 minutos entre mediciones del disdrómetro y el MRR en su primera banda sobre el nivel del terreno (0-100 msnm)

Por otra parte, para los PV no se realizó un llenado de vacíos, pero se aplicó un control de calidad eliminando mediciones incompletas (PV que tengan una o más bandas sin medir). Además, se excluyeron de todos los análisis las dos bandas más altas de los PV, ya que comúnmente presentan valores atípicos debido a interferencias electromagnéticas.

2.3 Cálculo del ciclo diario de lluvia

Las características del ciclo diario de lluvia se estudiaron para intervalos de 30 minutos mediante los valores de la cantidad de precipitación promedio (PA), frecuencia de precipitación (PF), intensidad promedio de precipitación (PI) y cantidad de

precipitación promedio acumulada (PAQ). En base a consideraciones de Zhou et al. (2008) y Zhang et al. (2017), para cada intervalo de 30 minutos durante los 5 años de estudio, PA se calculó como la división entre la precipitación acumulada y el número de mediciones válidas; PF como la relación entre el número de mediciones lluviosas y el número de mediciones válidas; y PI como la relación entre la precipitación acumulada y el número de mediciones lluviosas. Además, PAQ es calculada como el porcentaje acumulado del total de lluvia hasta cada intervalo. Para este estudio, se consideró como válida una medición de 30 minutos cuando se dispone del 90% o más de minutos medidos en dicho intervalo, y como lluviosa cuando se registra un mínimo de 0,1 mm de precipitación.

2.4 Caracterización de la bright band

Se caracterizó el comportamiento de la BB, tanto de su espesor (BB_{th}) como de la altura de su parte superior (capa de fusión; H_T), y se calculó cómo estas 2 características variaron durante el periodo de estudio. Para detectar la existencia de la BB durante un evento se implementó el algoritmo planteado por Cha et al. (2009), que se basa en estudios previos de Klaassen (1988) y Fabry and Zawadzki (1995) pero incluye un nuevo concepto denominado *bright band sharpness*. Este algoritmo se fundamenta en el uso del PV de reflectividad y la variación de su gradiente.

Cuando se detecta la existencia de la BB en una medición, H_T se define como la altitud con el mayor gradiente negativo, y de forma similar la parte inferior (H_B) como la altitud con el mayor gradiente positivo; BB_{th} se calcula como la diferencia entre H_T y H_B . Adicionalmente, el algoritmo requiere la reflectividad máxima (Z_{peak}) del PV; para su obtención se excluyeron los primeros 500 m desde el suelo, ya que se verificó que en algunas ocasiones Z_{peak} se desarrollaba en dichas alturas (esto se debe principalmente a que en diferentes eventos se presentan procesos de coalescencia y agregación en estas alturas, por lo que la reflectividad puede aumentar significativamente, siendo mayor que en la BB) y esto conllevaba a descartar erróneamente un PV donde existe una BB.

2.5 Variabilidad vertical de la lluvia

Mediante inspección visual se comparó la evolución del PV de reflectividad de todos los eventos en los que en la primera banda se registraron intensidades superiores a 100 mm/h en un minuto. Este límite permite obtener aproximadamente el 10,0% de eventos con intensidades por minuto más altas registradas en todo el intervalo de estudio, por lo que se catalogan como eventos extremos de lluvia. De estos, se seleccionó un evento de lluvia de alta intensidad representativo y se estudiaron detenidamente las características del perfil vertical promedio de reflectividad (PVPR) para sus diferentes etapas de desarrollo.

Para cada etapa, el PVPR se calculó como el valor promedio de reflectividad de cada banda de los PV, como muestran Das and Maitra (2016) y Peters et al. (2005). Las etapas de desarrollo se clasificaron

como convectiva, estratiforme con BB, y estratiforme sin BB. Para identificar las etapas convectivas y estratiformes, se usaron los perfiles verticales de velocidad y un sistema de reglas difusas como se describe en Seidel et al. (2019); las mediciones que con esta metodología no son posibles de clasificar se denominan como "Sin Clase". Además, para la subclasificación de la etapa estratiforme, la detección de la BB se realizó en base al algoritmo descrito en la sección 2.4.

3 Resultados

3.1 Ciclo diario de lluvia

La Figura 3 muestra las curvas de cantidad de precipitación (PA), frecuencia de precipitación (PF), intensidad de precipitación (PI) y cantidad de precipitación acumulada (PAQ) del ciclo diario de lluvia. PA y PI evidencian claramente el patrón de lluvia de la zona, con un comportamiento unimodal donde sus picos más altos se concentran alrededor de las 15:00 h Tiempo Local (TL; UTC-5). PA muestra que la cantidad de lluvia acumulada por cada intervalo crece significativamente a partir de las 12:30 h TL y se estabiliza alrededor de las 20:00 h TL, manteniéndose relativamente baja durante el resto del día. Además, en este intervalo de 7,5 h se precipitó el 77% del total de lluvia, como señala PAQ. De igual forma, PI indica que entre las 14:00– 14:30 h TL se registran las intensidades promedio máximas con valores cercanos a 4 mm/h.

Si bien esta intensidad puede considerarse baja, se debe notar que es el promedio de todos los eventos medidos en el intervalo. La magnitud de los eventos que se desarrollan en este intervalo, y los adyacentes, se puede evidenciar contrastando PF y PA, ya que PF es aproximadamente el triple que en horas de la noche o de la mañana, pero las cantidades de lluvia acumulada pueden llegar a ser hasta 20 veces más. Esto indica que en estas horas ocurren eventos de altas intensidades que contribuyen con gran parte de la precipitación total.

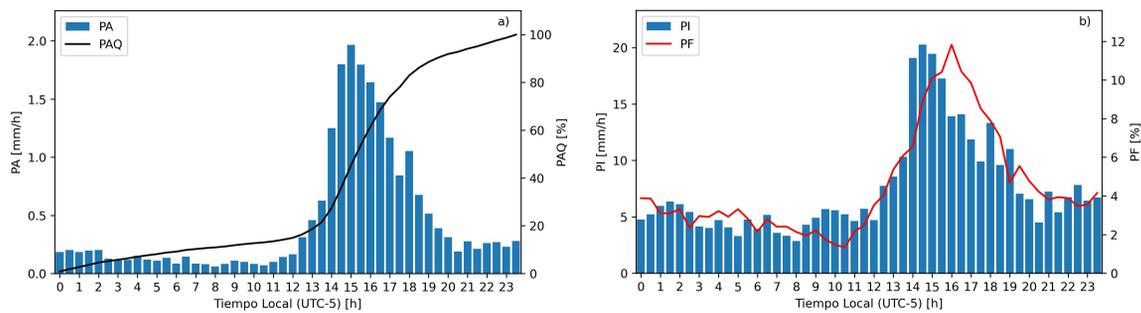


Figura 3. Ciclo diario de lluvia para el periodo 01/02/2017 - 31/01/2022. a) Cantidad de precipitación (PA) y cantidad de precipitación acumulada (PAQ); b) Frecuencia de precipitación (PF) e intensidad de precipitación (PI)

3.2 Caracterización de la *bright band*

La Figura 4 presenta la caracterización de la BB en términos de a) Ciclo diario, b) Variación y frecuencia de la altura de su parte superior (H_T) y c) Variación y frecuencia de su espesor (BB_{th}). Se encontró que la mínima ocurrencia de la BB ocurre entre las 9:00 y las 12:00 h TL. A partir de allí, esta aumenta hasta alcanzar su pico máximo a las 18:00 h TL, donde inicia un periodo de decaimiento hasta repetirse el ciclo (Figura 4a).

Por otra parte, H_T y BB_{th} muestran un comportamiento relativamente estable con variaciones centradas en valores típicos. En el caso de H_T (Figura 4b), en el 94,5% de ocasiones se encuentra a una altura entre 4500 a 4900 msnm. Mientras que BB_{th} (Figura 4c) varía entre 200 a 400 m en el 93,4% de veces. Estas características indican la altura de la capa de fusión (donde se origina la lluvia) y la distancia que toma completar el proceso de fusión de hielo o nieve para originar lluvia en la zona. Adicionalmente, el rango de variación de H_T es concordante con estudios previos en los Andes de Bolivia y Perú (Endries et al., 2018; Kumar et al., 2020; Perry et al., 2017) señalando estabilidad de esta altura. Las mayores diferencias se presentan respecto al sur de Perú donde se registran alturas mayores en el verano austral y que según Schauwecker et al. (2017) podrían ser ocasionados por el sistema Boliviano de alta presión.

3.3 Variabilidad vertical de la lluvia en eventos extremos

Durante todo el periodo de estudio existieron 30 eventos de alta intensidad de lluvia en los que a

nivel superficial se registraron intensidades superiores a 100 mm/h en un minuto. Todos estos presentan etapas convectivas en su evolución y el 90% lo hace en los primeros minutos de la tormenta, alcanzando rápidamente altas reflectividades de alrededor de 40 dBZ. Además, el 50% de los eventos presenta un comportamiento exclusivamente convectivo, mientras que el resto tiene una combinación con etapas estratiformes. De este último grupo, el 80% presenta etapas estratiformes con BB y se desarrollan comúnmente al final de la tormenta.

El 28 de diciembre de 2017 ocurrió un evento que engloba varias de las características mencionadas y por ello se seleccionó como caso de estudio. La Figura 5 muestra la evolución en el tiempo de su perfil de reflectividad y la barra de colores superior señala los momentos en los que se registraron las etapas convectivas, estratiformes con BB y estratiformes sin BB. Seidel et al. (2019) usó este mismo evento para ilustrar los resultados de la metodología mencionada en la sección 2.5 para clasificar tormentas en sus etapas convectivas o estratiformes, por lo que el análisis realizado en este estudio también complementa el mismo.

Los perfiles verticales promedio de reflectividad (PVPR) para las etapas del caso de estudio se muestran en la Figura 6. El PVPR de la etapa convectiva presenta diferencias significativas con los de las estratiformes, ya que por debajo de los 4700 msnm tiene un gradiente negativo mucho mayor. Esto genera un aumento considerable de la reflectividad desde la capa de fusión hasta la superficie (93,7%) y se debe esencialmente a que los vientos verticales,

característicos de eventos convectivos, favorecen a un rápido crecimiento de gotas, dominando así la coalescencia y agregación por sobre otros procesos (Luo et al., 2020; Ramadhan et al., 2020; Rosenfeld and Ulbrich, 2003; Wen et al., 2017).

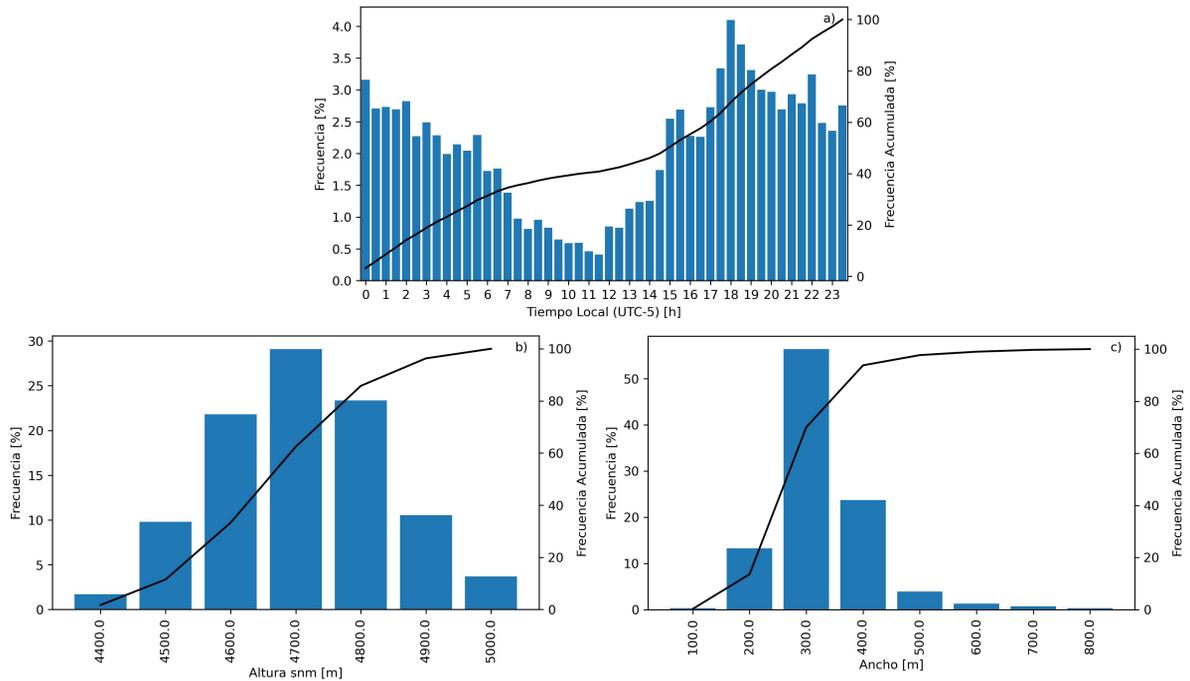


Figura 4. Características de la bright band en el periodo 01/02/2017 - 31/01/2022. a) Ciclo diario; b) Variación y frecuencia de la altura de su parte superior (H_T); c) Variación y frecuencia de su espesor (BB_{th}).

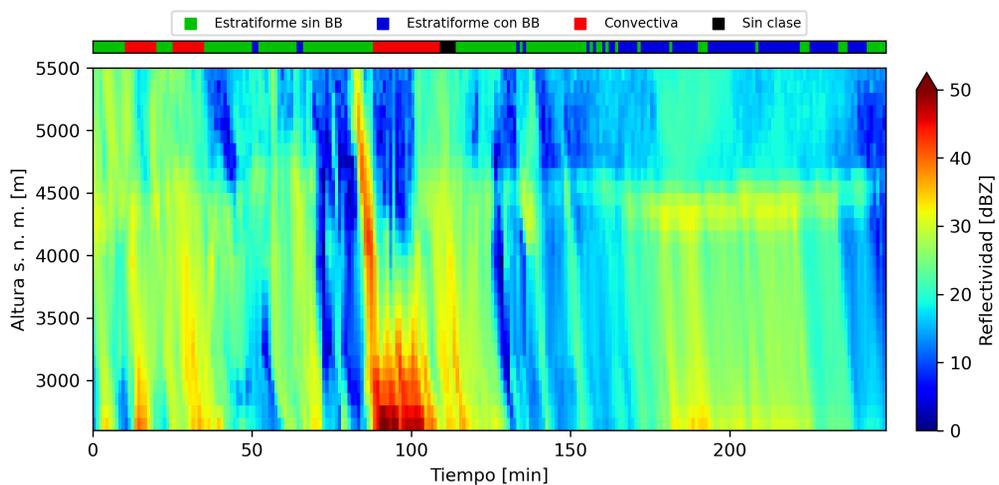


Figura 5. Perfil vertical de reflectividad y etapas de desarrollo del evento registrado el 28 de diciembre de 2017 entre las 14:50 y 19:10 h TL.

En el caso de los PVPR de las etapas estratiformes, estos tienen un incremento de reflectividad considerable entre los 4700 y 4200 msnm que indican que la lluvia es originada por fusión (Massmann et al., 2017), pero muestran un comportamiento diferente luego de alcanzar la reflectividad máxima en este rango, sugiriendo que en la etapa sin BB existe un rápido crecimiento de gotas que mantiene la reflectividad cercana a este valor. Además, por debajo de los 4200 msnm los PVPR de estas etapas tienen un comportamiento semejante, manteniendo valores relativamente constantes hasta aproximarse a la superficie donde se presenta un gradiente negativo. Este comportamiento estable se debe a que tanto los procesos de coalescencia, rom-

pimiento de gotas y evaporación se mantienen en equilibrio; mientras que el incremento de reflectividad en alturas próximas a la superficie se explica por el dominio de procesos de coalescencia y agregación (Luo et al., 2020; Ramadhan et al., 2020; Wen et al., 2017).

Por otra parte, sobre los 4700 msnm todos los PVPR presentan un comportamiento relativamente similar y constante. Esto probablemente ocurre porque en este rango el agua se encuentra en estado sólido, ya que, como se describe en la sección 3.2, en esta altura se encuentra generalmente la capa de fusión.

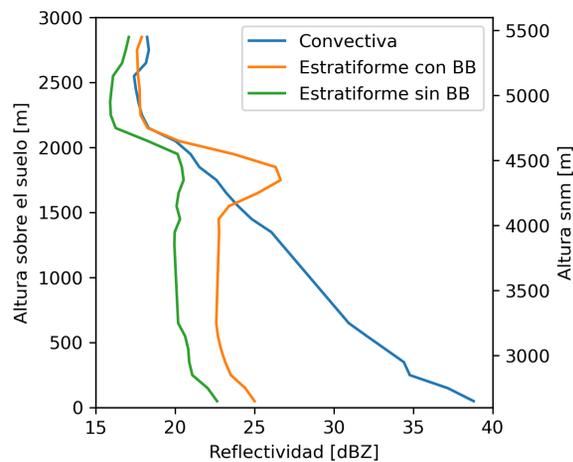


Figura 6. Perfiles verticales promedio de reflectividad (PVPR), para etapas de la tormenta registrada el 28 de diciembre de 2017 entre 14:50 y 19:10 h TL

4 Discusión

4.1 Variabilidad intradiaria de las características de la lluvia

El ciclo diario de lluvia coincide con los resultados previos mostrados en Yang and Smith (2006) donde se determinó que en la parte continental de los trópicos los máximos se concentran alrededor de la media tarde. El comportamiento unimodal del ciclo diario muestra la alta influencia de los eventos convectivos de la tarde que son ocasionados principalmente por el calentamiento de la superficie (Bendix et al., 2006; Perry et al., 2014). De hecho, los 30 eventos extremos identificados en el periodo de estudio

ocurrieron entre las 12:30 y 20:00 h TL. Esto coincide con Hernandez-Deckers (2022), quien mostró que en el noroeste de América del Sur (incluyendo parte de Ecuador) el ciclo diario de eventos convectivos sigue un patrón con alta semejanza a PA.

Cabe recalcar que en las estribaciones orientales andinas de Colombia, Perú y el sur de Ecuador también se reportan comportamientos diferentes, especialmente bimodales con picos en la madrugada y tarde-noche, que se atribuyen generalmente a inestabilidades de meso-escala (Bendix et al., 2006; Endries et al., 2018; Kumar et al., 2020, 2019; Poveda et al., 2005; Seidel et al., 2019).

Por otra parte, los eventos de bajas intensidades como estratiformes con o sin BB tienen también una alta importancia en el ciclo diario de lluvia, ya que como Seidel et al. (2019) revela, el 91,9% de mediciones de lluvia en la zona son de carácter estratiforme y de éste el 37,2% tiene BB, y su ciclo diario (Figura 4a) refleja que estos mantienen una ocurrencia persistente a lo largo del día, exceptuando las mañanas. Esta alta frecuencia y persistencia se evidencia en el ciclo diario principalmente fuera del intervalo de 12:30 – 20:00 h TL donde se mantienen cantidades y frecuencias de lluvia relativamente bajas y estables.

4.2 Variabilidad vertical de la reflectividad y su influencia en estimaciones de lluvia

Si bien en esta investigación la variabilidad vertical de la reflectividad reportada en detalle mediante PVPR se encuentra limitada al caso de estudio, sirve para mostrar la importancia de considerar todas las etapas de evolución de los eventos para estos análisis. Estudios como los de Das and Maitra (2016), Kumar et al. (2020) y Peters et al. (2005) analizan los PVPR de PV agrupados según la intensidad de lluvia en la superficie; dicho enfoque podría implicar la pérdida de información para modelos en eventos estratiformes con BB. Esto debido a que se promedian perfiles con y sin BB, por lo que el pico de reflectividad (Figura 6) podría perderse y es justamente esta característica la que puede generar sobreestimaciones en la superficie, como se discutirá más adelante.

Por otra parte, se presume que agrupar los PV según las etapas de evolución del evento, como se hizo en este estudio, también puede incurrir en la omisión de información para intensidades bajas donde existe mayor posibilidad de evaporación y por ende de un gradiente positivo en el PV de reflectividad, como se muestra en Das and Maitra (2016) y Kumar et al. (2020) para intensidades entre 0,02 y 2 mm/h. Este tipo de gradiente no ocurrió en los resultados de la presente investigación, y se cree que podría deberse ya sea a las condiciones específicas del evento o al hecho de promediar PV con gradientes opuestos.

En este contexto, hemos constatado que la reflectividad tiene una alta variabilidad en la columna de agua, así como a lo largo (en las diferentes etapas)

de los eventos de lluvia. Esto muestra la necesidad de tomar diferentes consideraciones en la zona para la estimación de lluvia usando radares en tierra o satélites, ya que pueden ocurrir posibles errores dependiendo de la altura a la cual se obtengan las mediciones. Una subestimación de lluvia podría generarse debido a 1) Mediciones sobre la capa de fusión en cualquier etapa de los eventos, como se ve en el caso de estudio sobre los 4700 msnm en donde todas las reflectividades son menores que las de la superficie, siendo 122,8% la mayor diferencia; y 2) Altos gradientes negativos en etapas convectivas, en el caso de estudio por debajo de la capa de fusión, el cual ocasionó un incremento de 93,7% en la reflectividad hasta llegar a la superficie. Por otra parte, sobreestimaciones pueden ocurrir con mediciones para etapas estratiformes en la altura de la BB debido al pico de reflectividad que se genera en la misma y que no representa las condiciones en tierra; además, en caso de existir evaporación cerca de la superficie, esta sobreestimación puede incrementarse debido a que la reflectividad disminuiría y la diferencia con la BB sería mucho mayor a la que se muestra en la Figura 6 para el caso de estudio.

Para evitar estos errores, lo ideal sería poder clasificar el evento en convectivo o estratiforme con BB o sin BB – para posteriormente estimar la lluvia usando relaciones Z–R calibradas para estos tipos, que incluyan su evolución vertical y su zona correspondiente; sin embargo, esto podría estar limitado por la necesidad de una red de instrumentación que permita realizar esta clasificación en diferentes puntos. Esto resalta la importancia del uso de nuevos métodos para estimar la lluvia basada en mediciones con radares en tierra, como el mostrado en Orellana-Alvear et al. (2019), donde se mejora la precisión del radar CAXX usando estimaciones provenientes de *random forest*, un algoritmo de aprendizaje supervisado. Estos modelos podrían estar considerando indirectamente las diferencias según los tipos de lluvia.

En base a lo descrito, se recomienda futuras investigaciones donde se comparen los enfoques mencionados para agrupar los PV, tanto por intensidades como por tipos de lluvia. Esto permitirá determinar la mejor manera de agrupar los mismos para caracterizar su evolución vertical con la menor cantidad de información perdida. Lo que será importante también para poder mejorar las estimacio-

nes de lluvia tanto con métodos tradicionales como con alternativos, ya que para las agrupaciones de PV más eficientes se podría obtener relaciones Z-R calibradas y de igual forma modelos de inteligencia artificial, de ser factible, para cada agrupación.

5 Conclusiones

El objetivo de esta investigación fue caracterizar la estructura vertical de la lluvia y eventos extremos en uno de los pocos sitios de los Andes equipados con radares de apuntamiento vertical en tierra. Para esto, se determinó el ciclo diario de lluvia, se caracterizó la *bright band*, se estudiaron características en común en la columna de agua de eventos de alta intensidad y los perfiles verticales promedio de reflectividad de un evento característico. En base a esto, se puede concluir lo siguiente:

Los eventos de altas intensidades ocurren durante la tarde y son los responsables de dar la forma al ciclo diario de lluvia, el cual tiene una forma unimodal, con el pico a las 15:00. El 77% del total de lluvia se registra entre las 12:00 y 20:00 h.

La BB presenta un comportamiento y características bastante constantes durante el periodo de estudio, ya que (i) en el 94,5% de ocasiones su parte superior (capa de fusión) se ubica entre 4500 y 4900 m snm; (ii) el 93,4% del tiempo tiene un espesor de 200 a 400 m; y (iii) su ciclo diario muestra que únicamente en las mañanas existe un decremento significativo en su ocurrencia.

Los eventos de lluvia de altas intensidades son principalmente repentinos, ya que el 90% de los eventos estudiados tuvo un incremento brusco de su reflectividad inmediatamente luego de iniciar la tormenta. Además, la mitad de los eventos intensos fueron combinados, del tipo convectivos-estratiformes.

La reflectividad tiene una alta variabilidad en la columna de agua durante los eventos de lluvia de alta intensidad. Durante la etapa convectiva, los valores de reflectividad pueden aumentar hasta en un 94% desde la capa de fusión hasta la superficie.

Agradecimientos

Este estudio formó parte del proyecto SDG^{nexus} Network (número de subsidio 57526248), financiada por el Servicio Alemán de Intercambio Académico (DAAD) con fondos del Ministerio Federal de Cooperación Económica y Desarrollo (Federal Ministry for Economic Cooperation, BMZ), programa “exceed - Hochschulexzellenz in der Entwicklungszusammenarbeit”. La Universidad de Cuenca cofinanció esta investigación a través del Vicerrectorado de Investigación.

Contribución de los autores

J.C.C.: Curación de datos, análisis formal, investigación, software, Escritura- borrador original; R.C.: Conceptualización, adquisición de financiación, metodología, supervisión, validación, Escritura- revisión y edición.

Referencias

- Atlas, D., Srivastava, R., and Sekhon, R. (1973). Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Reviews of Geophysics*, 11(1):1-35. Online:<https://n9.cl/8t5da7>.
- Barlow, M., Gutowski, W., Gyakum, J., Katz, R., Lim, Y., Schumacher, R., Wehner, M., Agel, L., Bosilovich, M., Collow, A., Gershunov, A., Grotjahn, R., Leung, R., Milrad, S., and Min, S. (2019). North american extreme precipitation events and related large-scale meteorological patterns: a review of statistical methods, dynamics, modeling, and trends. *Climate Dynamics*, 53:6835-6875. Online:<https://n9.cl/jovyd>.
- Bendix, J., Rollenbeck, R., and Reudenbach, C. (2006). Diurnal patterns of rainfall in a tropical andean valley of southern ecuador as seen by a vertically pointing k-band doppler radar. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 26(6):829-846. Online:<https://n9.cl/57h73>.
- Boucher, O., Randall, D., Artaxo, P., Bretherton, C., Feingold, G., Forster, P., Kerminen, V., Kondo, Y., Liao, H., and Lohmann, U. (2013). *Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the*

- intergovernmental panel on climate change, chapter Clouds and aerosols, pages 571–657. Cambridge University Press.
- Campozano, L., Céleri, R., Trachte, K., Bendix, J., and Samaniego, E. (2016). Rainfall and cloud dynamics in the andes: A southern ecuador case study. *Advances in Meteorology*, 2016(1):3192765. Online:https://n9.cl/6c711.
- Cha, J. W., Chang, K. H., Yum, S., and Choi, Y. J. (2009). Comparison of the bright band characteristics measured by micro rain radar (mrr) at a mountain and a coastal site in south korea. *Advances in Atmospheric Sciences*, 26:211–221. Online:https://n9.cl/4214z.
- Chen, M., Huang, Y., Li, Z., Larico, A., Xue, M., Hong, Y., Hu, X., Novoa, H., Martin, E., McPherson, R., Zhang, J., Gao, S., Wen, Y., Perez, A., and Morales, I. (2022). Cross-examining precipitation products by rain gauge, remote sensing, and wrf simulations over a south american region across the pacific coast and andes. *Atmosphere*, 13(10):1666. Online:https://n9.cl/xfegq.
- Das, S. and Maitra, A. (2016). Vertical profile of rain: Ka band radar observations at tropical locations. *Journal of Hydrology*, 534:31–41. Online:https://n9.cl/ldgsx.
- Durán-Alarcón, C., Boudevillain, B. and Genthon, C., Grazioli, J., Souverijns, N., van Lipzig, N., Gorodetskaya, I., and Berne, A. (2019). The vertical structure of precipitation at two stations in east antarctica derived from micro rain radars. *The Cryosphere*, 13(1):247–264. Online:https://n9.cl/5c4zcy.
- Endries, J., Perry, L., Yuter, S., Seimon, A., Andrade-Flores, M., Winkelmann, R., Quispe, N., Rado, M., Montoya, N., and Velarde, F. (2018). Radar-observed characteristics of precipitation in the tropical high andes of southern peru and bolivia. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 57(7):1441–1458. Online:https://n9.cl/69im8.
- Fabry, F. and Zawadzki, I. (1995). Long-term radar observations of the melting layer of precipitation and their interpretation. *Journal of the atmospheric sciences*, 52(7):838–851. Online:https://n9.cl/la1qq.
- Hernandez-Deckers, D. (2022). Features of atmospheric deep convection in northwestern south america obtained from infrared satellite data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 148(742):338–350. Online:https://n9.cl/ehh79.
- Kirstetter, P., Andrieu, H., Boudevillain, B., and Delrieu, G. (2013). A physically based identification of vertical profiles of reflectivity from volume scan radar data. *Journal of applied meteorology and climatology*, 52(7):1645–1663. Online:https://n9.cl/w6d92h.
- Klaassen, W. (1988). Radar observations and simulation of the melting layer of precipitation. *Journal of Atmospheric Sciences*, 45(24):3741–3753. Online:https://n9.cl/p5x3q.
- Konwar, M., Maheskumar, R., Das, S., and Morwal, S. (2012). Nature of light rain during presence and absence of bright band. *Journal of earth system science*, 121:947–961. Online:https://n9.cl/38t3f.
- Kumar, S., Castillo-Velarde, C., Valdivia Prado, J., Flores Rojas, J., Callañaupa Gutierrez, S., Moya Alvarez, A., Martine-Castro, D., and Silva, Y. (2020). Rainfall characteristics in the mantaro basin over tropical andes from a vertically pointed profile rain radar and in-situ field campaign. *Atmosphere*, 11(3):248. Online:https://n9.cl/cqkjhd.
- Kumar, S., Vidal, Y., Moya-Álvarez, A., and Martínez-Castro, D. (2019). Effect of the surface wind flow and topography on precipitating cloud systems over the andes and associated amazon basin: Gpm observations. *Atmospheric Research*, 225:193–208. Online:https://n9.cl/dpba8.
- Löffler-Mang, M., Kunz, M., and Schmid, W. (1999). On the performance of a low-cost k-band doppler radar for quantitative rain measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16(3):379–387. Online:https://n9.cl/gq699.
- Luo, L., Xiao, H., Yang, H., Chen, H., Guo, J., Sun, Y., and Feng, L. (2020). Raindrop size distribution and microphysical characteristics of a great rainstorm in 2016 in beijing, china. *Atmospheric Research*, 239:104895. Online:https://n9.cl/991oo.
- Massmann, A., Minder, J., Garreaud, R., Kingsmill, D., Valenzuela, R. and Montecinos, A., and Fults,

- S. and Snider, J. (2017). The Chilean coastal orographic precipitation experiment: Observing the influence of microphysical rain regimes on coastal orographic precipitation. *Journal of Hydrometeorology*, 18(10):2723–2743. Online: <https://n9.cl/6yykb4>.
- METEK (2009). *MRR Physical Basics, Valid for MRR Service Version 5.2.0.1*.
- Mukherjee, S., Aadhar, S., Stone, D., and Mishra, V. (2018). Increase in extreme precipitation events under anthropogenic warming in India. *Weather and climate extremes*, 20:45–53. Online: <https://n9.cl/ilr75>.
- Orellana-Alvear, J., Célleri, R., Rollenbeck, R., and Bendix, J. (2017). Analysis of rain types and their z-r relationships at different locations in the high Andes of southern Ecuador. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 56(11):3065–3080. Online: <https://n9.cl/aujfbd>.
- Orellana-Alvear, J., Célleri, R., Rollenbeck, R., and Bendix, J. (2019). Optimization of X-band radar rainfall retrieval in the southern Andes of Ecuador using a random forest model. *Remote Sensing*, 11(14):1632. Online: <https://n9.cl/2jmom>.
- Perry, L., Seimon, A., Andrade-Flores, M., Endries, J., Yuter, S., Velarde, F., Arias, S., Bonshoms, M., Burton, E., Winkelmann, I., Cooper, C., Mamani, G., Rado, M., Montoya, N., and Quispe, N. (2017). Characteristics of precipitating storms in glacierized tropical Andean cordilleras of Peru and Bolivia. *Annals of the American Association of Geographers*, 107(2):309–322. Online: <https://n9.cl/tmmwu>.
- Perry, L., Seimon, A., and Kelly, G. (2014). Precipitation delivery in the tropical high Andes of southern Peru: new findings and paleoclimatic implications. *International journal of Climatology*, 34(1):197–215. Online: <https://n9.cl/deq83>.
- Peters, G., Fischer, B., and Andersson, T. (2002). Rain observations with a vertically looking micro rain radar (mrr). *Boreal environment research*, 7(4):353–362. Online: <https://n9.cl/g4ihk>.
- Peters, G., Fischer, B., Münster, H., Clemens, M., and Wagner, A. (2005). Profiles of raindrop size distributions as retrieved by microrain radars. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 44(12):1930–1949. Online: <https://n9.cl/6lmqb>.
- Poveda, G., Mesa, O., Salazar, L., Arias, P., Moreno, H., Vieira, S., Agudelo, P., Toro, V., and Alvarez, J. (2005). The diurnal cycle of precipitation in the tropical Andes of Colombia. *Monthly Weather Review*, 133(1):228–240. Online: <https://n9.cl/1rc7k>.
- Ramadhan, R., Marzuki, V., Vonnisa, M., Harmadi, Hashiguchi, H., and Shimomai, T. (2020). Diurnal variation in the vertical profile of the raindrop size distribution for stratiform rain as inferred from micro rain radar observations in Sumatra. *Advances in Atmospheric Sciences*, 37:832–846. Online: <https://n9.cl/tyyg4m>.
- Rosenfeld, D. and Ulbrich, C. (2003). *Radar and Atmospheric Science: A Collection of Essays in Honor of David Atlas*, chapter Cloud microphysical properties, processes, and rainfall estimation opportunities, page 237–258. Cambridge University Press.
- Satgé, F., Ruelland, D., Bonnet, M., Molina, J., and Pillco, R. (2019). Consistency of satellite-based precipitation products in space and over time compared with gauge observations and snow-hydrological modelling in the Lake Titicaca region. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(1):595–619. Online: <https://n9.cl/0iimn>.
- Schauwecker, S., Rohrer, M., Huggel, C., Endries, J., Montoya, N., Neukom, R., Perry, B., Salzmann, N., Schwarb, M., and Suarez, W. (2017). The freezing level in the tropical Andes, Peru: An indicator for present and future glacier extents. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(10):5172–5189. Online: <https://n9.cl/nge5k>.
- Seidel, J., Trachte, K., Orellana-Alvear, J., Figueroa, R., Célleri, R., Bendix, J., Fernandez, C., and Huggel, C. (2019). Precipitation characteristics at two locations in the tropical Andes by means of vertically pointing micro-rain radar observations. *Remote Sensing*, 11(24):2985. Online: <https://n9.cl/rbmsh>.
- Sumesh, R., Resmi, E., Unnikrishnan, C., Jash, D., Sreekanth, T., Resmi, M., Rajeevan, K., Nita, S., and Ramachandran, K. (2019). Microphysical aspects of tropical rainfall during bright band events at mid and high-altitude regions over southern Western Ghats, India. *Atmospheric Research*, 227:178–19. Online: <https://n9.cl/xjsco>.

- Urgilés, G., Céleri, R., Trachte, K., Bendix, J., and Orellana-Alvear, J. (2021). Clustering of rainfall types using micro rain radar and laser disdrometer observations in the tropical andes. *Remote Sensing*, 13(5):991. Online:<https://n9.cl/wf0eoo>.
- Ward, E., Buytaert, W., Peaver, L., and Wheeler, H. (2011). Evaluation of precipitation products over complex mountainous terrain: A water resources perspective. *Advances in water resources*, 34(10):1222–1231. Online:<https://n9.cl/yb56c>.
- Wen, G., Xiao, H., Yang, H., Bi, Y., and Xu, W. (2017). Characteristics of summer and winter precipitation over northern china. *Atmospheric Research*, 197:390–406. Online:<https://n9.cl/6mesf>.
- Yang, S. and Smith, E. (2006). Mechanisms for diurnal variability of global tropical rainfall observed from trmm. *Journal of climate*, 19(20):5190–5226. Online:<https://n9.cl/r7p5o>.
- Yarleque, C., Vuille, M., Hardy, D., Posadas, A., and Quiroz, R. (2016). Multiscale assessment of spatial precipitation variability over complex mountain terrain using a high-resolution spatiotemporal wavelet reconstruction method. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(20):12–198. Online:<https://n9.cl/atmk4>.
- Zhang, W., Huang, A., Zhou, Y., Yang, B., Fang, D., Zhang, L., and Wu, Y. (2017). Diurnal cycle of precipitation over fujian province during the pre-summer rainy season in southern china. *Theoretical and Applied Climatology*, 130:993–1006. Online:<https://n9.cl/0tzid4>.
- Zhou, T., Yu, R., Chen, H., Dai, A., and Pan, Y. (2008). Summer precipitation frequency, intensity, and diurnal cycle over china: A comparison of satellite data with rain gauge observations. *Journal of Climate*, 21(16):3997–4010. Online:<https://n9.cl/i6xgz>.