

DIVULGACIÓN CIENTÍFICA

MULTI-INSTRUMENTACIÓN PARA LA ESTIMACIÓN DE LA INTENSIDAD DE LLUVIA EN LOS ANDES CENTRALES DE PERÚ

Jairo Valdivia Prado¹, Danny Scipión¹, Marco Milla¹ y Yamina Silva¹

RESUMEN

En la literatura científica los mecanismos de formación de nubes y lluvias en los Andes del Perú son poco documentados. A principios del 2014, el Instituto Geofísico del Perú (IGP) decidió intensificar los estudios en los Andes centrales para un mejor entendimiento de la microfísica de las nubes y lluvias. A fines del 2015, con la instalación del radar perfilador de nubes y precipitación que opera en la banda Ka (MIRA-35c), el Laboratorio de Microfísica Atmosférica y Radiación (LAMAR) empezó oficialmente sus operaciones en el Observatorio de Huancayo del IGP. En este trabajo, se usan datos del radar MIRA-35c, el perfilador de vientos y lluvias en la banda UHF, denominado CLAIRE (Clear-Air and Rainfall Estimation), y el perfilador de vientos en la banda VHF, denominado BLTR (Boundary Layer Tropospheric Radar) para estimar la intensidad de lluvia. Se evaluó, para el área de estudio (Andes centrales, 3314 m s. n. m.), la dependencia del diámetro de las gotas y su velocidad terminal, con la altura. Las estimaciones de la intensidad de la lluvia son validadas con mediciones en superficie a través de un disdrómetro (PARSIVEL2) y dos pluviómetros. Los errores en los totales de lluvia acumulada para el PARSIVEL2, MIRA-35c y CLAIRE fueron de 18 %, 23 % y -32 %, respectivamente, y sus respectivos errores absolutos fueron de 19 %, 36 %, y 63 %. Estos resultados sugieren que es necesaria la corrección de los datos de los radares MIRA-35c y CLAIRE para una mejor estimación de la precipitación. También se encontró que la corrección aplicada al cálculo de la velocidad terminal de las gotas, mediante la separación de la velocidad vertical del viento, y que luego es usada en la estimación del diámetro de la gota no resultó adecuada, especialmente en condiciones de lluvias convectivas.

El artículo científico original se encuentra en: <https://doi.org/10.1175/jtech-d-19-0105.1>

Palabras clave: Radar perfilador de nubes, Perfilador de vientos, Análisis espectral, modelos y distribución de gotas.

AFILIACIÓN:

1. Instituto Geofísico del Perú (IGP), Lima, Perú

Citar como: Valdivia, J., Scipión, D., Milla, M., Silva, Y. (2020). Multi-instrumentación para la estimación de la intensidad de lluvia en los Andes centrales de Perú. *Boletín científico El Niño, Instituto Geofísico del Perú, Vol. 7 N.º 07. pág. 5-13.*

INTRODUCCIÓN

En el año 2005 Martínez et al. (2005) determinaron que los peligros de origen hidrometeorológico se han hecho más frecuentes en el Perú. Hay interés científico y político en entender dichos eventos debido a su impacto social y económico. La compleja topografía de los Andes, que cubre gran parte del territorio peruano, hace difícil la estimación, con precisión, de las cantidades de precipitación por medio de datos satelitales (Mantas et al., 2015; Manz et al., 2016; Scheel et al., 2011). Por otro lado, los modelos atmosféricos aún no son capaces de representar adecuadamente la precipitación sobre una topografía compleja (Moya-Álvarez et al., 2019).

Los radares perfiladores obtienen información de la columna atmosférica, incluso si no proporcionan una distribución espacial, estos pueden claramente mostrar la evolución de la precipitación. La señal de los radares perfiladores de viento son usualmente sensibles a ecos de aire claro y, dependiendo de la frecuencia de operación, también a hidrometeoros (p. ej. McDonald et al., 2004; Ralph, 1995). En tal caso, el procesamiento de la información obtenida de un perfil de aire claro, también llamada como ecos de aire claro, puede generar errores en la estimación del viento. Debido a ello, se requiere un análisis más cuidadoso en el dominio de los espectros para separar la señal producida por los hidrometeoros y los ecos de aire claro (Williams, 2002).

En aplicaciones típicas de un radar meteorológico, la reflectividad (Z) es convertida a intensidad de lluvia usando una relación de ley potencial en la forma de $R=aZ^b$. El error de la relación $Z - R$, depende de las incertidumbres de la medición de reflectividad y de la determinación empírica de los coeficientes a y b . Diferentes tipos de hidrometeoros y diferentes sistemas de precipitación requieren su propia relación. La relación de ley potencial real depende de la distribución del tamaño de gotas (DSD, por sus siglas en inglés). La ventaja de usar radares perfiladores es que el espectro Doppler puede ser transformado en DSD a través de la velocidad de caída de las gotas.

En este estudio se evaluó la relación entre el tamaño de gotas, su velocidad de caída y su variación con respecto a la altitud. Considerando que a mayor altitud el aire es menos denso, este estudio hace estas evaluaciones sobre los 3314 m s. n. m., específicamente en los Andes centrales del Perú. Para esto se utilizaron múltiples instrumentos con el objetivo de evaluar sus ventajas y desventajas para estimar la intensidad de lluvia. Se analizó el desempeño de los radares para estimar la lluvia, y se utilizó la combinación de las observaciones de los mismos (en aire claro y precipitación) para reducir las incertidumbres generadas por la relación de diámetro de gota y la velocidad de caída. Estos resultados son presentados extensamente en Valdivia et al. (2020).



INSTRUMENTACIÓN

Los instrumentos utilizados en este trabajo son los radares: CLAIRE (del inglés: CLear-AIrr and Rainfall Estimation), MIRA 35c, BLTR (del inglés: Boundary Layer Tropospheric Radar) y el disdrómetro PARSIVEL2 (Figura 1). Además, para el análisis se incluyeron dos pluviómetros automáticos de balancín. Las características y configuraciones de los radares utilizados en este trabajo se muestran en la Tabla 1.

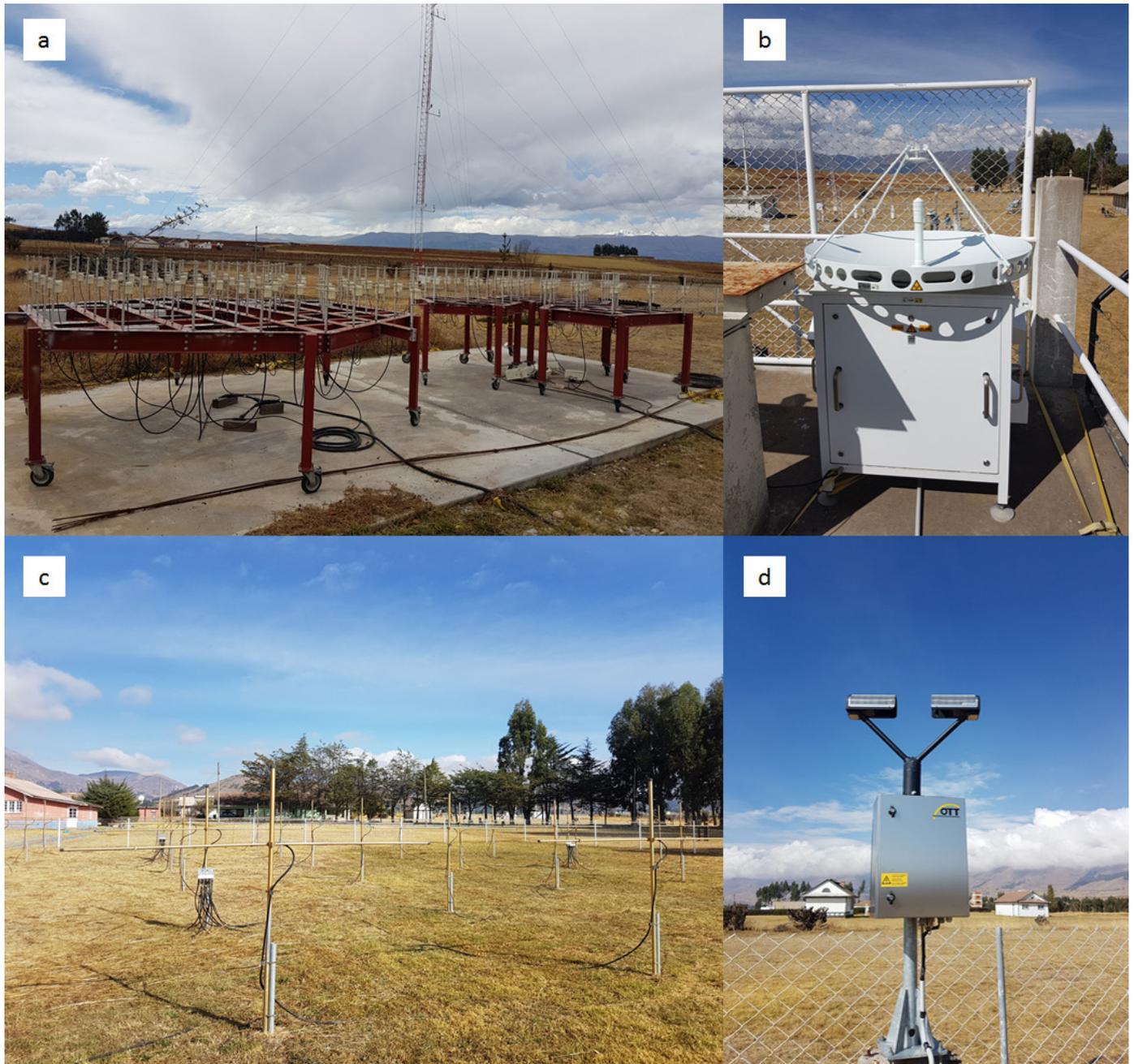


Figura 1. Instrumentación del “Laboratorio de Microfísica Atmosférica y Radiación” (LAMAR) usada en el presente trabajo: (a) radar de estimación de aire-claro y lluvias (CLAIRE, por sus siglas en inglés), (b) radar perfilador de nubes y precipitaciones (MIRA-35c), (c) radar de tropósfera y capa límite (BLTR), y (d) disdrómetro óptico PARSIVEL2.

Tabla 1. Especificaciones técnicas de los radares perfiladores

Especificación	MIRA-35c	CLAIRE	BLTR
Frecuencia	34.85 GHz	445 MHz	49.92 MHz
Potencia de transmisión	Magnetrón 2.5 kW	Estado sólido 5 kW	Estado sólido 30kW
Antena	Cassegrain 1m de diámetro	Arreglo en fase (1 Tx, 3 Rx)	Arreglo en fase (3 Rx)
Ancho de haz	0.6°	9.46°	19.79°
N° de rangos	415	67	132
Resolución de rango	31 m	75 m	75 m
Rango	0.15-13 km	0.53-6 km	0.22-10 km
Velocidad Nyquist	10.34 m/s	10.34 m/s	10.34 m/s
N° puntos espectrales	128	256	256
Resolución espectral	16.16 cm/s	10.97 cm/s	9.17 cm/s
Resolución temporal	5.6 s	23.0 s	32.8 s

METODOLOGÍA

La metodología utilizada en este estudio se basa en el análisis del espectro Doppler de las señales del radar, el cual, es usado para estimar la reflectividad y la velocidad radial. El objetivo es discriminar los ecos en aire claro y de los hidrometeoros a partir del espectro medido. El diagrama de flujo para el cálculo de la DSD y los parámetros integrales de lluvia son mostrados en la Figura 2.

Primero, los ecos de diferentes mecanismos de dispersión (*scattering*) son separados (para CLAIRE y BLTR), luego la velocidad de los hidrometeoros es corregida utilizando la velocidad real del viento, y, finalmente, la DSD y los parámetros de lluvia son calculados (Maahn & Kollias, 2012; Peters et al., 2005, 2010). Tanto los algoritmos como las ecuaciones utilizadas para el cálculo de los diferentes parámetros han sido descritos por Valdivia et al. (2020).

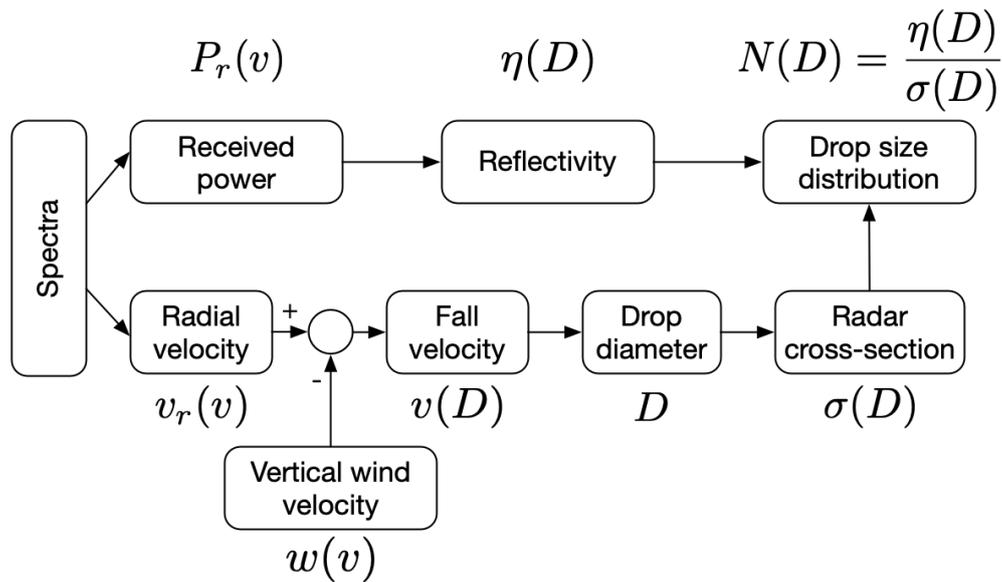


Figura 2. Diagrama de flujo de la metodología seguida para estimar la distribución del tamaño de gotas (DSD) a partir del espectro Doppler del radar. Los diferentes pasos involucran discriminación de los ecos entre la velocidad vertical del viento y velocidad de caída de las gotas. El procedimiento es aplicado a la señal que retorna del MIRA-35c y CLAIRE.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El primer paso en este trabajo es validar la relación entre el tamaño de las gotas (D) y la velocidad de caída de las gotas de lluvia (w_f).

Los datos originalmente presentados por Gunn y Kinzer (1949) fueron realizados para partículas al nivel del mar. Sin embargo, el cambio de la densidad del aire, considerando la altitud de nuestra zona de estudio (3314 m s. n. m.), tiene una influencia considerable en la velocidad terminal de las gotas. La corrección de la velocidad por la densidad del aire presentada por Atlas et al. (1973) asume una atmósfera estándar en EE.UU. y podría no ser representativa para las condiciones observadas en los Andes centrales peruanos.

La relación $w_f - D$ medida por el PARSIVEL2, para cada uno de los 27 eventos considerados en el periodo de estudio, es presentada en la Figura 3. Teóricamente, la influencia de la densidad del aire predice un incremento de 15 % en la velocidad terminal de las gotas con respecto al nivel del mar. El 15 % representa aproximadamente 1.5 m/s para gotas más grandes que 4 mm. El error estándar promedio para gotas menores a 1 mm es 0.5 m/s. Para gotas entre 1 y 2 mm, el error se incrementa linealmente de 0.5 a 1 m/s y permanece constante hasta los 3 mm. Entre 3 y 6 mm, el error estándar puede ser tan grande como 1.5 m/s. Gotas mayores a 6 mm son escasas y no son estadísticamente representativas.

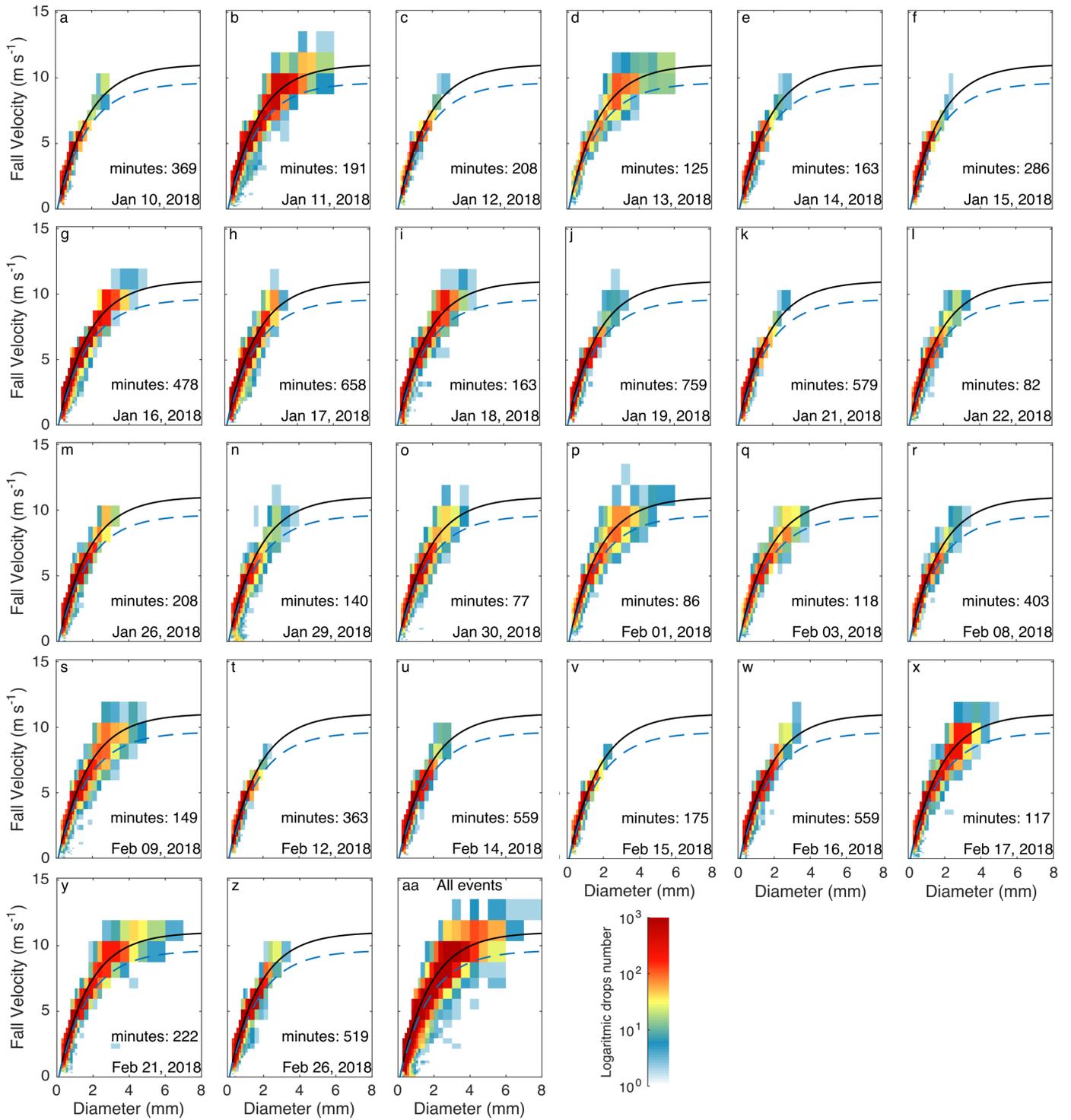


Figura 3. (a)-(z) Velocidad terminal en función del diámetro observado por el PARSIVEL2 para cada uno de los eventos estudiados. Todos los datos colectados son mostrados en (aa). La relación teórica de la velocidad de caída calculada a 3314 m s. n. m., es mostrada como una línea negra, mientras que el cálculo a nivel del mar en línea discontinua azul. La velocidad terminal de caída de las gotas sobre el Observatorio de Huancayo es aproximadamente 15 % más rápida en comparación a las que caen al nivel del mar.

Las comparaciones de DSD se realizaron utilizando las alturas disponibles más cercanas a la superficie, las cuales son 250 m para MIRA-35c y 750 m para CLAIRE. Existen grandes diferencias para gotas menores a 0.5 mm; PARSIVEL2 muestra una reducción en la concentración de gotas, mientras que los radares muestran un incremento. Se observa mejor concordancia para concentraciones de gotas con tamaños intermedios, diámetro entre 1 y 3 mm.

Lo más notable en la comparación de DSD con los diferentes instrumentos, es que el MIRA-35c presenta una “moda artificial” en el rango de 4 a 5 mm, la cual es causada por el efecto de la velocidad vertical del viento. A 35 GHz la dispersión de Mie empieza a diferir marcadamente de la dispersión de Rayleigh para gotas de 1 mm de diámetro, y entre los 4 y 5 mm la sección transversal de retrodispersión es drásticamente reducida, para luego incrementarse nuevamente. El incremento artificial del número de gotas de diámetro entre 4 y 5 mm, resulta de las gotas arrastradas por corrientes de viento ascendentes y descendentes. Debido a que las primeras mediciones (a alturas más cercanas a la superficie) no son las mismas, la corrección de velocidades no se realizó para alturas menores a 500 m. La comparación de la DSD, a la misma altura, indica que la “moda artificial” no fue mitigada por la corrección de la velocidad del viento. La moda entre 4 y 5 mm en las mediciones de MIRA-35c es menos pronunciada y hay una ligera mejora en la concentración de gotas grandes.

Estos resultados son especialmente interesantes porque muestran que la separación de vientos y la velocidad terminal de gotas no es suficiente para estimar correctamente el diámetro de las gotas, especialmente en condiciones de lluvias convectivas.

Los errores (bias) entre ambos pluviómetros (Figura 4a) fue de 1 % y el error absoluto fue de 13 %, lo que indica un alto nivel de concordancia entre ellos. PARSIVEL2 tuvo 18 % de error con respecto al pluviómetro de referencia (Figura 4b) y un error absoluto de 19 %. MIRA-35c tiene un error de 23 % y un error absoluto de 36 % (Figura 4c). CLAIRE tuvo un error de -32 % y un error absoluto de 63 % (Figura 4d).

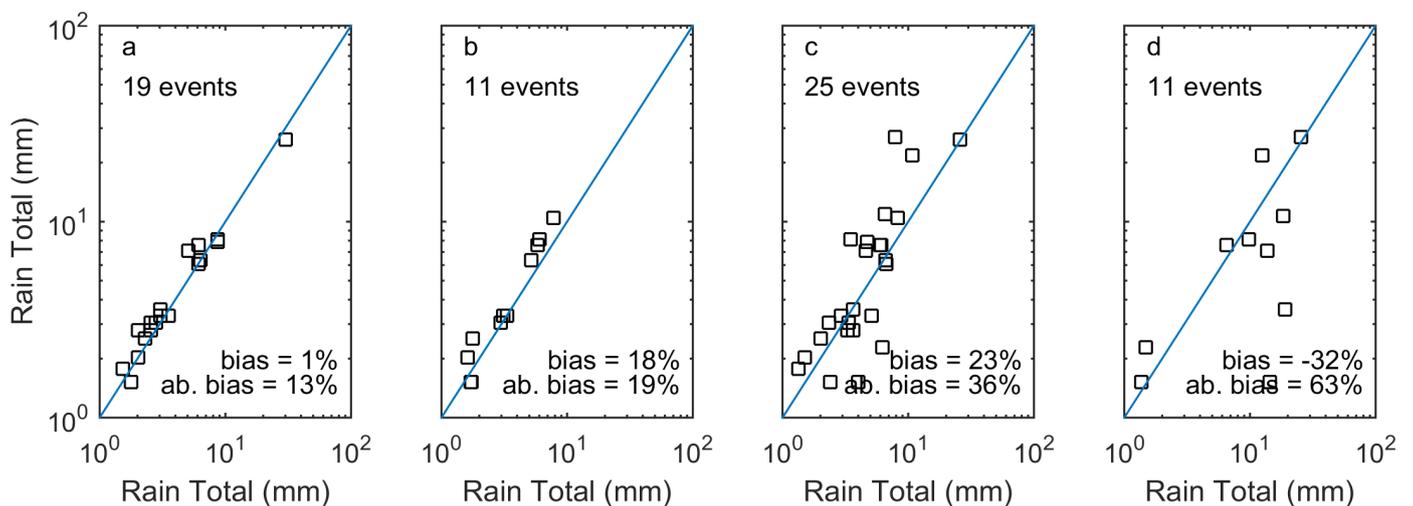


Figura 4. Comparación de los acumulados totales en eventos de lluvias, (a) entre pluviómetro 1 y pluviómetro 2, (b) entre pluviómetro de referencia y PARSIVEL2, (c) entre pluviómetro de referencia y MIRA-35c, y (d) entre pluviómetro de referencia y CLAIRE. Los estimados se obtuvieron a alturas correspondientes a 2 m para el PARSIVEL2, 250 m para el MIRA-35c, y 750 m para CLAIRE.

CONCLUSIONES

En este trabajo se utilizan múltiples instrumentos para evaluar sus ventajas y desventajas en la estimación de precipitación. Los instrumentos considerados son: dos pluviómetros, un disdrómetro PARSIVEL2, un radar perfilador en banda Ka MIRA-35c, un perfilador de vientos y lluvias en UHF (CLAIRE), y un perfilador en vientos de VHF (BLTR). Basado en la experiencia de este trabajo, así como de estudios previos, se propone combinar las observaciones de radar para reducir la incertidumbre generada entre la relación del tamaño de gotas de lluvia y la velocidad de caída. Siendo que, dicha incertidumbre se trasmite hacia los errores de estimación de las precipitaciones.

Las observaciones realizadas con el PARSIVEL2 indican que la relación teórica de velocidad de caída se ajusta lo suficientemente bien, con errores estándar desde 0.5 m/s para las gotas más pequeñas hasta 1.5 m/s para gotas menores a 6 mm. El radar MIRA-35c genera una "moda artificial" entre los diámetros de 4 y 5 mm, generada por la caída en la primera sección transversal de retrodispersión a 35 GHz; la corrección de velocidad del viento realizada con el BLTR no es suficiente para reducir dicho error.

Los resultados muestran que la corrección de la velocidad de caída de gotas realizada con la actual configuración de los radares, no es suficiente para estimar apropiadamente el diámetro de las gotas, especialmente para lluvias convectivas.

Los principales errores de la metodología radican en asumir que el efecto de turbulencia es despreciable; además, hay considerables diferencias en la resolución temporal y el volumen de muestreo de los radares. Una óptima corrección de la velocidad de caída de las gotas requeriría los mismos volúmenes de resolución y la misma resolución temporal entre los radares.

Por el momento, estudios de estimación cuantitativa de la precipitación no son recomendables con estos radares, especialmente en estudios de largo plazo. Lo que no descarta la utilidad de los radares para estudios de microfísica y estudios de microescala.



REFERENCIAS

- Atlas, D., Srivastava, R. C., & Sekhon, R. S. (1973). Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Reviews of Geophysics*, 11(1), 1. <https://doi.org/10.1029/RG011i001p00001>
- Gunn, R., & Kinzer, G. D. (1949). The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *Journal of Meteorology*, 6(4), 243–248. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1949\)006<0243:tvoff>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1949)006<0243:tvoff>2.0.co;2)
- Maahn, M., & Kollias, P. (2012). Improved Micro Rain Radar snow measurements using Doppler spectra post-processing. *Atmospheric Measurement Techniques*, 5(11), 2661–2673. <https://doi.org/10.5194/amt-5-2661-2012>
- Mantas, V. M., Liu, Z., Caro, C., & Pereira, A. J. S. C. (2015). Validation of TRMM multi-satellite precipitation analysis (TMPA) products in the Peruvian Andes. *Atmospheric Research*, 163, 132–145. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.11.012>
- Manz, B., Sahlu, D., Berne, A., Vergara, H. J., Boudevillain, B., Buytaert, W., Hong, Y., Salerno, F., Derin, Y., Lavado-Casimiro, W., Yilmaz, K. K., Delrieu, G., Moges, S., Borga, M., Nikolopoulos, E. I., Chang, C.-H., Rodríguez-Sánchez, J.-P., Hsu, Y. C., & Anagnostou, E. (2016). Multiregional Satellite Precipitation Products Evaluation over Complex Terrain. *Journal of Hydrometeorology*, 17(6), 1817–1836. <https://doi.org/10.1175/jhm-d-15-0197.1>
- Martínez, A., Silva Vidal, Y., & Takahashi, K. (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.
- McDonald, A. J., Carey-Smith, T. K., Hooper, D. A., Fraser, G. J., & Lublow, B. P. (2004). The effect of precipitation on wind profiler clear air returns. *Annales Geophysicae*, 22(11), 3959–3970. <https://doi.org/10.5194/angeo-22-3959-2004>
- Moya-Álvarez, A. S., Martínez-Castro, D., Kumar, S., Estevan, R., & Silva, Y. (2019). Response of the WRF model to different resolutions in the rainfall forecast over the complex Peruvian orography. *Theoretical and Applied Climatology*, 1992. <https://doi.org/10.1007/s00704-019-02782-3>
- Peters, G., Fischer, B., & Clemens, M. (2010). Rain attenuation of radar echoes considering finite-range resolution and using drop size distributions. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 27(5), 829–842.
- Peters, G., Fischer, B., Münster, H., Clemens, M., & Wagner, A. (2005). Profiles of Raindrop Size Distributions as Retrieved by Microrain Radars. *Journal of Applied Meteorology*, 44(12), 1930–1949. <https://doi.org/10.1175/JAM2316.1>
- Ralph, F. M. (1995). Using radar-measured radial vertical velocities to distinguish precipitation scattering from clear-air scattering. In *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* (Vol. 12, pp. 257–267). [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1995\)012<0257:URMRV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1995)012<0257:URMRV>2.0.CO;2)
- Scheel, M. L. M., Rohrer, M., Huggel, C., Santos Villar, D., Silvestre, E., & Huffman, G. J. (2011). Evaluation of TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) performance in the Central Andes region and its dependency on spatial and temporal resolution. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 7(5), 8545–8586. <https://doi.org/10.5194/hessd-7-8545-2010>
- Valdivia, J. M., Scipión, D. E., Milla, M., & Silva, Y. (2020). Multi-Instrument Rainfall-Rate Estimation in the Peruvian Central Andes. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 37(10), 1811–1826. <https://doi.org/10.1175/jtech-d-19-0105.1>
- Williams, C. R. (2002). Simultaneous ambient air motion and raindrop size distributions retrieved from UHF vertical incident profiler observations. *Radio Science*, 37(2), 8-1-8–16. <https://doi.org/10.1029/2000RS002603>