

UNIVERSIDAD DE CUENCA



Facultad de Ingeniería

**Efecto de advección sobre la acumulación de lluvia espacialmente distribuida
usando imágenes de un radar meteorológico**

Tesis previa a la obtención del título
de Magister en Ecohidrología

Autor: Mario Xavier Gualpa Gualpa
C.I. 0302224068

Director: Ing. Johanna Orellana Alvear, MSc.
C.I. 0104162268

Co-director: Ing. Rolando Céleri, PhD.
C.I. 0602794406

Cuenca – Ecuador

Abril 2019



Resumen

Las redes de radar meteorológico son una excelente herramienta para la Estimación de Precipitación Cuantitativa (QPE), debido a su alta resolución en el espacio y tiempo, particularmente en áreas montañosas remotas como los Andes tropicales. Sin embargo, la reducción de la resolución temporal y espacial podría reducir la calidad de la QPE. El objetivo principal de este estudio fue analizar el impacto de la resolución espacial y temporal de los datos de radar en el QPE acumulativo. Para esto, se utilizaron los datos del radar meteorológico de banda X más alto del mundo ubicado en los Andes de Ecuador (cuenca del río Paute) y de una red de pluviómetros. Se evaluaron diferentes resoluciones temporales (1, 5, 10, 15, 20, 30 y 60 minutos) y espaciales (0,5, 0,25 y 0,1 km). Se validó un método de flujo óptico para once eventos de lluvia y se aplicó para mejorar la resolución temporal de los datos del radar en intervalos de 1 minuto. Los resultados muestran que las imágenes de resolución temporal de 1 minuto pueden capturar en detalle las características del evento de lluvia. La correlación radar-pluviómetro disminuye considerablemente cuando aumenta la resolución de tiempo (r de 0,69 a 0,31 para tiempos de 1 min a 60 min). No se encontraron diferencias significativas en el volumen total de agua (3%) calculado con datos de las tres resoluciones espaciales. La resolución espacial de 0,5 km en imágenes de radar es adecuada para cuantificar las precipitaciones en la montaña de los Andes.

Palabras Claves: Radar meteorológico. QPE. Error de muestreo temporal de radar. Advección de lluvia. Método de flujo óptico. Andes tropicales del Ecuador.



Abstract

Weather radar networks are an excellent tool for Quantitative Precipitation Estimation (QPE), due to their high resolution in space and time, particularly in remote mountain areas such as the Tropical Andes. Nevertheless, the reduction of the temporal and spatial resolution might severely reduce the quality of QPE. Thus, the main objective of this study was to analyze the impact of spatial and temporal resolution of radar data on the cumulative QPE. For this, data from the world's highest X-band weather radar (4450 m a.s.l.) located in the Andes of Ecuador (Paute river basin) and from a rain gauge network were used. Different time resolution (1-, 5-, 10-, 15-, 20-, 30- and 60-min) and spatial resolutions (0.5, 0.25 and 0.1 km) were evaluated. An optical flow method was validated for eleven rainfall events (with different features) and applied to enhance the temporal resolution of radar data to 1-min intervals. The results show that 1-min temporal resolution images are able to capture in detail rain event features. The radar-rain gauge correlation decreases considerably when the time resolution increases (r from 0.69 to 0.31 for time resolution from 1-min to 60-min). No significant difference was found in the total water volume (3%) calculated with the three spatial resolutions data. Spatial resolution of 0.5 km on radar imagery is suitable to quantify rainfall in the mountain Andes.

Keywords: Weather radar. QPE. Radar temporal sampling error. Rainfall advection. Optical flow method. Ecuador tropical andes.



Índice

Resumen	2
Abstract.....	3
1. Introducción	7
2. Materiales	8
2.1 Área de estudio	8
2.2 Sensores y Datos	10
3. Métodos	13
3.1 Modelo de advección.....	13
3.2 Efecto del campo de advección sobre el QPE.....	14
3.3 Métodos de verificación	15
Modelo de advección	15
Efecto de la advección sobre la QPE	16
4. Resultados y Discusión.....	16
4.1 Modelo de advección.....	16
4.2 Efecto del campo de advección sobre el QPE.....	18
5. Conclusiones	27



Cláusula de Propiedad Intelectual

Mario Xavier Gualpa Gualpa, autor del trabajo de titulación “Efecto de advección sobre la acumulación de lluvia espacialmente distribuida usando imágenes de un radar meteorológico”, certifico que todas las ideas, opiniones y contenidos expuestos en la presente investigación son de exclusiva responsabilidad de su autor.

Cuenca, abril de 2019

Mario Xavier Gualpa Gualpa

C.I: 0302224068



Cláusula de licencia y autorización para publicación en el Repositorio Institucional

Mario Xavier Gualpa Gualpa en calidad de autor y titular de los derechos morales y patrimoniales del trabajo de titulación "Efecto de advección sobre la acumulación de lluvia espacialmente distribuida usando imágenes de un radar meteorológico", de conformidad con el Art. 114 del CÓDIGO ORGÁNICO DE LA ECONOMÍA SOCIAL DE LOS CONOCIMIENTOS, CREATIVIDAD E INNOVACIÓN reconozco a favor de la Universidad de Cuenca una licencia gratuita, intransferible y no exclusiva para el uso no comercial de la obra, con fines estrictamente académicos.

Asimismo, autorizo a la Universidad de Cuenca para que realice la publicación de este trabajo de titulación en el repositorio institucional, de conformidad a lo dispuesto en el Art. 144 de la Ley Orgánica de Educación Superior.

Cuenca, abril de 2019

Mario Xavier Gualpa Gualpa

C.I: 0302224068



1. Introducción

Caracterizar adecuadamente la variabilidad de la lluvia en tiempo y espacio es necesario para la mayoría de estudios meteorológicos, hidrológicos y ecológicos (Fries et al. 2014; Lepioufle, Leblois, and Creutin 2012). En este sentido, en los últimos años, datos de lluvia de diferentes sensores remotos como sistemas de radar meteorológicos son más accesibles (Morin et al. 2005). Esta nueva tecnología ha permitido estudiar la lluvia con una alta resolución espacial y temporal (Yoon, Phuong, and Bae 2012). La tecnología de radares meteorológicos ha sido utilizada para estudios de predicción de lluvia (Kusiak et al. 2013; Li et al. 2018; Montopoli et al. 2012; Páez 2012), como datos de entrada para diferentes modelos hidrológicos (Berne and Krajewski 2013; Mecklenburg et al. 2002; Méndez-Antonio et al. 2013), sistemas de alerta temprana contra inundaciones (Rozalis et al. 2010), estudios de erosión (Fries et al. 2014; Rollenbeck et al. 2007), investigaciones relacionadas con la química atmosférica (Kanda 2007), entre otros.

Por otro lado, la tecnología de radares de banda X tiene varias fuentes de incertidumbre que son conocidas: (i) calibración, (ii) relación Z/R, (iii) discriminación entre diferentes tipos de partículas de precipitación sólidas y líquidas, (iv) contaminación de clutters y bloqueo de la reflectividad, (v) atenuación de la reflectividad, (vi) efecto de advección entre otros (Bendix et al. 2017; Harrison, Driscoll, and Kitchen 2000; Páez 2012; Wilson and Brandes 1979). Adicionalmente, estas incertidumbres se incrementan en zonas de montaña (Delrieu et al. 1999; Germann et al. 2006; Rollenbeck and Bendix 2006). Otras fuentes de incertidumbre que afectan principalmente a la Estimación Cuantitativa de Precipitación (QPE por sus siglas en inglés) son la frecuencia de muestreo y la resolución de la imagen de precipitación registrada por el radar (Seo and Krajewski 2015; Steiner et al. 2003). Generalmente la tasa de cambio de las características de la lluvia (i.e. intensidad, cobertura espacial, estructura de la celda de lluvia) entre imágenes se incrementa cuanto mayor es el intervalo de muestreo (Rodríguez-Iturbe 1987)

Se han encontrado algunos factores que influyen en la evaluación de imágenes acumuladas respecto al registro de datos en tierra. (i) La frecuencia de muestreo tiene impacto según la resolución del pixel. Seo & Krajewski (2015) determinaron que, para mapas de acumulación horaria, claramente se observa una discontinuidad espacial de los patrones de lluvia causados por una frecuencia de muestreo de 5 min y con una resolución de grilla de 0.5 km. Resultados similares fueron encontrados por Fabry et al. (1994), quienes también observaron que el error decrece con el incremento del tamaño de pixel. Sin embargo, aún con una resolución de la imagen de 1 km, el error de muestreo temporal es alto, la subestimación de la precipitación media puede ser de entre 30% y 60% dependiendo de la magnitud del evento (Jordan, Seed, and Austin 2000). Una solución para reducir el error es aumentar la frecuencia de muestreo. Jordan, Seed, & Austin (2000) incrementaron la frecuencia a 2 min, con lo cual el error medio disminuyó de 14% a 8 % para acumulaciones de lluvia de 10 minutos. (ii) La velocidad de la tormenta afecta la QPE. Rodríguez-Iturbe (1987) determinaron que el error medio (ME) de la relación radar – pluviógrafo decrece con el aumento de la velocidad de la tormenta, lo cual concuerda con lo encontrado por Fabry et al. (1994); sin embargo, el valor de ME no es constante en todo el alcance del radar, sino que depende de la intensidad y cobertura de la precipitación. No



obstante, otras medidas de error se incrementan considerablemente con la velocidad de la tormenta. Por ejemplo, el promedio del error absoluto (MAE) para el estudio de Fabry et al. (1994) fue de 0.5 mm-h^{-1} a 1 mm-h^{-1} respecto al promedio intensidad de los eventos (5 mm-h^{-1}). (iii) Otra fuente de error encontrada es la altura sobre la superficie a la que se mide la lluvia. Jordan, Seed, & Austin (2000) encontraron que el error entre la lluvia registrada por el radar a una altura de 1 km sobre el suelo y la registrada en la superficie fue del 100%. Este error se reduce al 50% cuando el tamaño del pixel incrementa a 5 km. Para mejorar la estimación de la precipitación usando imágenes de radar, Rodriguez-Iturbe (1987), Liu & Krajewski (1996) y Seo & Krajewski (2015) recomiendan usar métodos de interpolación para adicionar imágenes consecutivas de menor escala temporal a la escaneada, a través de modelos de advección de tormentas. Estos métodos podrían reducir el error absoluto medio en más de un 60%.

A pesar de estos estudios realizados en las últimas décadas para mejorar la estimación de la lluvia usando datos de radar, factores como la frecuencia de escaneo del radar, la velocidad de la tormenta y la resolución de la grilla del producto del radar aún dificultan la evaluación y corrección de la lluvia acumulada (Seo and Krajewski 2015). Si bien la frecuencia de escaneo no es un factor preponderante para movimientos lentos de tormentas y con una gruesa resolución de datos; la necesidad actual de obtener productos con alta resolución (i.e 0.5 km) ha incrementado los problemas para estimar la lluvia en tormentas rápidas.

Por otro lado, el impacto de estos factores para tiempos de acumulación de interés hidrológico (una a tres horas) todavía necesita más investigación (Villarini et al. 2008). Además, las áreas de estudio de estas investigaciones con fines hidrológicos (Morin et al. 2005; Rossa et al. 2010; Rozalis et al. 2010) se encuentran en altitudes relativamente bajas (0 – 1000 m s.n.m.). No obstante, el efecto de la frecuencia de registro de datos de radar sobre la QPE en zonas montañosas de mayor altitud tales como cuencas hidrográficas ubicadas en los Andes Tropicales aún no han sido efectuados. En este contexto, el presente estudio tiene como objetivo identificar el efecto del campo de advección sobre la QPE usando datos de un radar de banda-X (CAXX), el cual es parte de la primera red de radares instalados en los Andes Tropicales (Bendix et al. 2017). Para ello, un modelo de advección de precipitación basado en el método del optical flow es validado para las condiciones particulares de la zona, y usado para la interpolación de imágenes de radar cada 1 minuto con diferentes frecuencias de registro de datos (5 a 60 min) y para 3 tamaños de pixel de imagen (0.5, 0,25 y 0.1 km).

2. Materiales

2.1 Área de estudio

La región de estudio es la cuenca media y alta del río Paute (Figura 1). La cuenca del Paute tiene un área de 6148 km^2 , está ubicada en la depresión interandina entre el este y oeste del escarpe Andino del sur del Ecuador (Campozano et al. 2016), y tiene una topografía compleja con elevaciones en el rango de 1840 a 4680 m s.n.m. La cuenca tiene un alto valor ecológico, económico y brinda varios servicios ecosistémicos; por ejemplo, la

regulación hídrica de los caudales debido a que el 40% de la cuenca está cubierta por Páramo (3300 a 4500 m s.n.m.), un ecosistema de alta importancia y al mismo tiempo frágil (Celleri et al. 2007; Mosquera et al. 2015). La cuenca alta abastece de agua potable directamente a más de 580000 habitantes e indirectamente a más de 2000 usuarios a través del riego, agricultura, ganadería, entre otras actividades (Pesántez and Martínez 2015). Finalmente, la parte alta de la cuenca está dentro del Macizo del Cajas, una Reserva de Biosfera Mundial de la UNESCO (Carrillo-Rojas et al. 2016).

El patrón climático en las montañas de la cuenca del Paute está influenciado por el régimen de la costa del Pacífico y por las masas de aire de la cuenca del Amazonas provenientes desde el este (Vuille, Bradley, and Keimig 2000). La cuenca está caracterizada por una alta variabilidad espacial y temporal de la lluvia. Se han determinado diferentes regímenes de lluvia (Celleri et al. 2007) con una estacionalidad interandina bimodal en la parte central de la cuenca, con picos en Marzo-Abril y Octubre-Noviembre y una estación seca en Julio-Agosto (Bendix, Rollenbeck, and Reudenbach 2006; Campozano et al. 2016). La parte alta de la cuenca (2600 a 4680 m s.n.m) también presenta

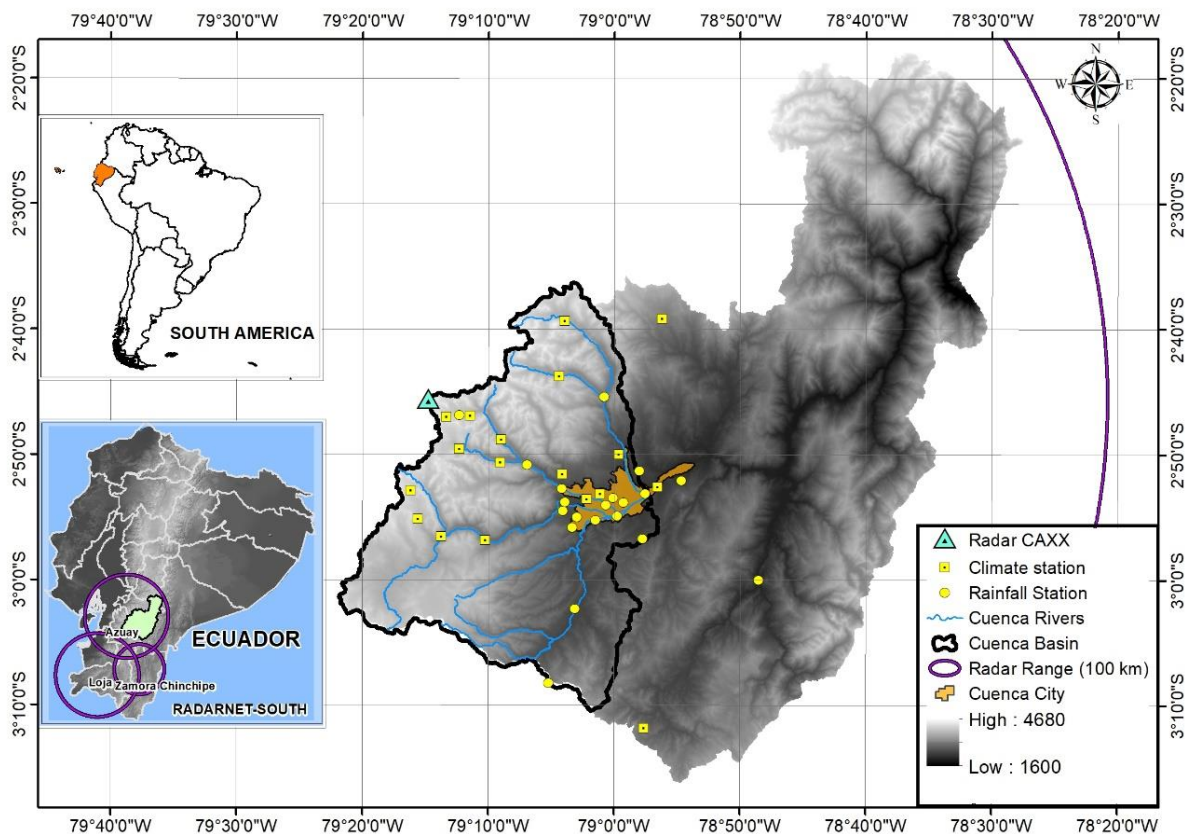


Figura.1. Área de estudio. Inferior izquierda: la red de radares RADARNET-SUR. Superior derecha: alcance del radar CAXX, subcuenca del río Paute, pluviómetros y estaciones meteorológicas.

una estacionalidad bimodal pero con una estación seca menos marcada. La lluvia promedio anual está entre los 1100 a 1300 mm (Celleri et al. 2007; Padrón 2013; Tapia and Céleri 2016). Carrillo-Rojas et al. (2016) caracterizaron la temperatura en la gradiente alta de la



cuenca, con una media de 8.7 °C (Tmax = 17.8°C y Tmin = 1.8°C). La velocidad del viento promedio a 3900 m s.n.m es de 4 m·s⁻¹ con picos máximos que alcanzan los 20 m·s⁻¹ en los meses de junio a septiembre.

Tabla 1. Características morfométricas e hidrológicas de la cuenca alta del río Paute.

Área de estudio	Área	Perímetro	Cover. Vegetal	Forma	Elev. Min	Elev. Max
Unidad	km ²	km	%	-	m s.n.m.	m s.n.m.
Zona media y alta de la cuenca	1604.5	271	PR (71.3); BMA (10.6)	CO	2540	4680
			P (7.79) ; UR (5.7)			
			BQ (2.5)			
	Lluvia	Descarga	ETo	Q. min diario	Q. máx. diario	C.E.
	mm año ⁻¹	mm año ⁻¹	mm año ⁻¹	l/s/km ²	l/s/km ²	-
	1221	618	580	2.87	12.4	0.51

CO: Circular a Ovalada; C.E. Coeficiente de Escorrentía; PR: Páramo; BMA: Bosque Montano Andino; BQ: Bosque Quínoa; P: Pasto; UR: Urbano.

2.2 Sensores y Datos

El radar meteorológico de lluvias, denominado CAXX, es parte de la red de radares instalados en el sur del Ecuador RadarNet-Sur (Bendix et al. 2017) conformada por tres radares de banda-X. El radar es un RAINSCANNER - RS120 situado en el cerro Paraguillas a 4450 m s.n.m. en el límite norte del Parque Nacional Cajas, cerca de la ciudad de Cuenca.



Figura. 2. Radar de banda-X: Radar CAXX RS120 RAINSCANNER sobre el cerro Paraguillas (4450 m s.n.m.)

CAXX cubre las subcuencas de cabecera del río Paute y está en operación desde abril de 2015 (Figura 2); tiene una frecuencia de transmisión de 9410 ± 30 MHz, un ancho de banda de 2.5 MHz, una longitud de pulso de 1.2-0.5 μs y una longitud de onda de 3 cm. La antena parabólica del sistema tiene un ancho de luz vertical y horizontal de 2°. El rango



máximo de alcance del radar es de 100 km y registra imágenes cada 5 min con rangos de 20, 60 y 100 km y con diferentes resoluciones (0.1, 0.25 y 0.5 km) respectivamente.

Los parámetros de calibración usados en el radar CAXX (transformación de reflectividad Z a tasa de lluvia R) fueron determinados mediante relaciones Z/R para diferentes tipos de lluvias (Orellana Alvear et al. 2017). Datos de un disdrómetro laser instalado en tres sitios a diferentes alturas y dentro del alcance del radar fueron usados para determinar los diferentes tipos de lluvias. Además, para mejorar la estimación de la precipitación registrada por el radar, se realizó una corrección por diferencias de error entre los datos de una red de pluviómetros instalados en tierra y las imágenes de CAXX. La red de pluviómetros está compuesta por 25 estaciones automáticas dentro de la cuenca y que registran las variables cada 5 min (Figura 1 y Tabla 2)

Tabla 2. Características de los sensores

Estación	Tipo	Rango (km)	Resolución
Radar (CAXX)	RS120 - RAINSCANNER	Máx. 100	500 - 100 m
Meteorológica	Campbell Scientific (velocidad del viento)	-	0.10 m s ⁻¹
	Davis	-	0.25 mm
Pluviómetros	Onset	-	0.20 mm
	Texas	-	0.10 mm

Para relacionar los movimientos de los eventos de lluvia se usaron datos satelitales de re análisis de velocidad y dirección de viento. Estos datos se obtuvieron del National Centers for Environmental Prediction (NCEP) de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Los datos tienen una resolución espacial y temporal de 1° y 6 horas respectivamente (National Centers for Environmental Prediction 2000), y se interpolaron para una altura de 4450 m s.n.m. (altura de ubicación del radar CAXX). Para validar los datos de re análisis se usaron registros de velocidad y dirección de viento de estaciones meteorológicas distribuidos espacialmente sobre el área de estudio (Figura 1). Según los datos del satélite, a una altura de 4450 m s.n.m., el 91% del tiempo los vientos se mueven de este a oeste (desde la Amazonía hacia los Andes) y el 9% los vientos llegan desde el Pacífico (Figura 3)

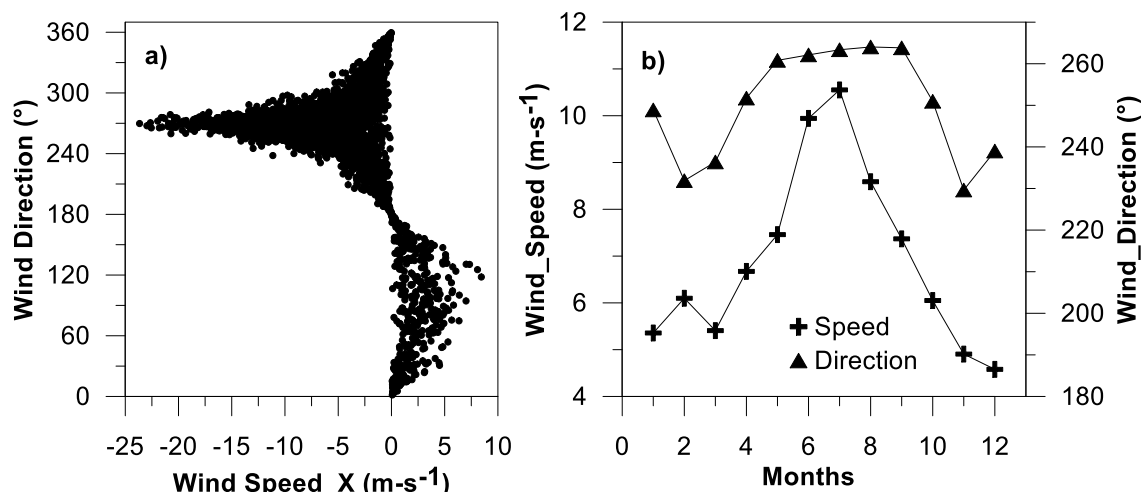


Figura. 3. Velocidad y dirección del viento a 4450 m s.n.m. con datos del NCEP - NOAA.
 a) Relación de la velocidad del viento en el eje X (positivo hacia el este y valores negativos hacia el oeste) con la dirección del viento (270° la dirección desde el este hacia el oeste).
 b) Distribución promedio mensual de la velocidad y dirección del viento.

Tabla 3. Listado de los 11 casos de eventos de lluvia del 2015 y 2016 que fueron seleccionados para la corrección por advección

N° Events	Initial Date	Final Date	Duration	Min Volume raingauge	Max volumen raingauge	Max. Intensity (5 min)	Max intensity (hour)
	dd/mm/yy h:mm	dd/mm/yy h:mm	hours	mm	mm	mm-h ⁻¹	mm-h ⁻¹
1	17/04/2015 00:00	17/04/2015 03:00	3:00	1.10	32.10	62.40	17.10
2	20/04/2015 16:00	20/04/2015 20:00	4:00	1.27	47.00	110.40	32.20
3	21/04/2015 14:00	21/04/2015 18:00	4:00	1.60	27.20	40.80	17.10
4	03/05/2015 15:00	04/05/2015 01:00	10:00	6.30	50.29	76.20	24.89
5	08/03/2016 14:00	08/03/2016 17:00	3:00	1.50	28.96	103.20	23.00
6	10/03/2016 00:00	10/03/2016 06:00	6:00	1.90	30.48	34.80	13.20
7	27/04/2016 17:00	27/04/2016 22:00	5:00	1.20	22.70	63.60	14.50
8	12/06/2016 12:00	12/06/2016 16:00	4:00	1.20	20.07	39.62	13.46
9	14/09/2016 16:00	14/09/2016 22:00	6:00	2.03	38.30	74.40	29.10
10	24/10/2016 15:00	24/10/2016 18:00	3:00	1.60	25.30	57.59	20.20
11	10/11/2016 17:00	11/11/2016 00:00	7:00	2.90	34.30	73.20	25.30

Para la selección de los eventos de lluvia se tomaron en cuenta 3 criterios: (i) eventos que presentan las más altas intensidades, (ii) la fecha del evento con el objetivo analizar las precipitaciones en todo el año hidrológico, y (iii) que el evento cubra por los menos 20 pluviógrafos dentro del área de estudio. Se seleccionaron 11 eventos de entre marzo 2015 y diciembre 2016. Para cada evento se calculó la intensidad máxima considerando una agregación de tiempo de 5 min y 1 hora. Los periodos y duración de los eventos, y otras características se muestran en la tabla 3. La figura 4 muestra los mapas de lluvia acumulada para cada evento dentro de la cuenca alta del río Paute.

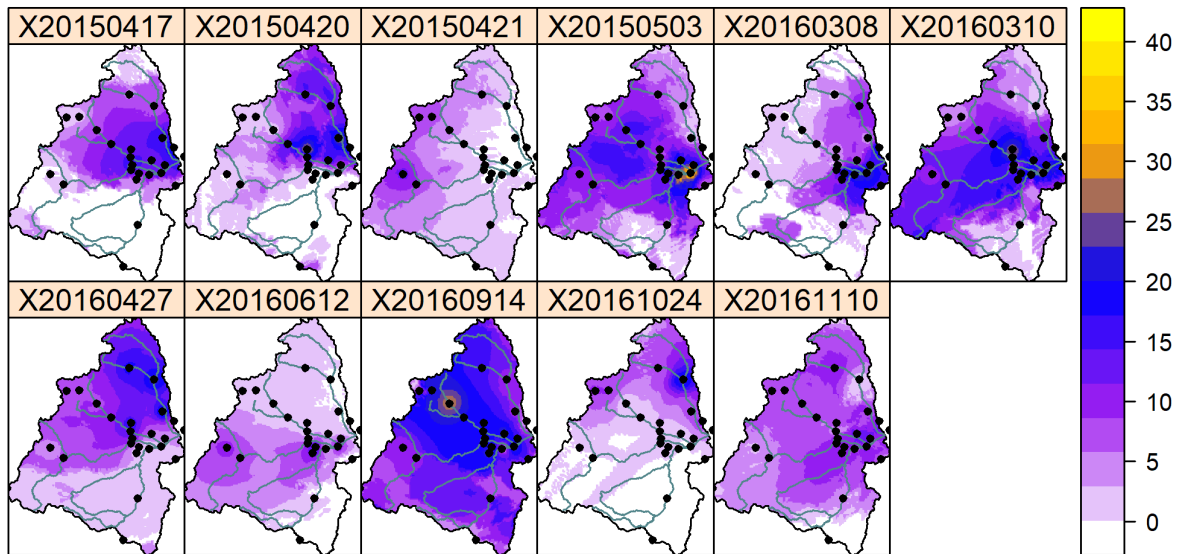


Fig. 4. Distribución y acumulación de la lluvia (mm) dentro de la cuenca alta del río Paute para los 11 eventos.

3. Métodos

En esta sección se describe las dos partes principales del estudio. La primera hace referencia a la implementación de un modelo de advección de precipitaciones para condiciones de montaña de los Andes Tropicales. La segunda parte se refiere a la influencia del campo de advección sobre la estimación del QPE, bajo diferentes tiempos de registro y resolución de pixel de imágenes del radar CAXX. Al final se describen los indicadores estadísticos usados para cada sección.

3.1 Modelo de advección

El campo de advección describe el vector movimiento del evento de precipitación durante un cierto periodo de tiempo. Este movimiento refleja el cambio de posición de las celdas de lluvias entre dos imágenes consecutivas, en un tiempo t y un tiempo $t + \Delta t$.

Métodos como “Tracking Radar Echoes by Correlation (TREC)” que usa la técnica del Block Matching (Rinehart and Garvey 1978), y “Optical Flow usando solo una gradiente de intensidad” (Horn and Schunck 1981) han sido utilizados para modelos de advección; sin embargo, estos métodos han presentado algunas inconsistencias en la magnitud del vector de movimiento (Pfaff 2013). En contraste, el método “Optical Flow utilizando información de gradientes de intensidad sobre varias escalas de imágenes (PyrLK)” ha sido considerado como el método más robusto para un modelo de advección usando imágenes consecutivas (Li et al. 2018; Pfaff 2013; Woo and Wong 2017). El algoritmo para este método fue presentado por Bouquet (2000) y está basado en el algoritmo de Lucas Kanade (Lucas and Kanade 1981). Bouquet (2000) usa una gradiente de información sobre diferentes escalas de imágenes y busca un vector velocidad (magnitud y dirección) de las celdas de la lluvia de dos imágenes consecutivas. El algoritmo asume tres suposiciones: (i) brillo constante entre los mismos píxeles de las dos imágenes consecutivas, (ii) movimientos pequeños entre las formas de la imagen y (iii) una coherencia espacial.



Dado dos imágenes $F(x)$ y $G(x)$, el algoritmo busca un desplazamiento h tal que $G(x) = F(x+h)$. Para el caso de que h sea pequeña, esta puede ser calculado iterativamente mediante la ecuación (1)

$$h_0 = 0$$

$$h_{k+1} = h_k + \frac{\sum_x w(x)F'(x+h_k)[G(x)-F(x+h_k)]}{\sum_x w(x)F'(x+h_k)^2} \quad (1)$$

Los pesos $w(x)$ están definido como:

$$w(x) = \frac{1}{|G'(x) - F'(x)|}$$

$F'(x)$ y $G'(x)$ son las derivadas de $F(x)$ y $G(x)$ calculadas por diferencias finitas.

El método no calcula el vector de advección para cada pixel de la imagen; solo toma los puntos para los cuales el algoritmo es más probable que converja. Para obtener la información de todo el campo, los resultados de advección de los puntos seleccionados deben ser interpolados mediante el método del inverso de la distancia ponderada (Pfaff 2013).

3.2 Efecto del campo de advección sobre el QPE

Evaluar el efecto de advección sobre el QPE se resumen en 3 pasos: (i) determinar el campo de vectores de velocidad del evento de lluvia en la dirección X y Y (estimados con el modelo de advección), (ii) interpolación lineal del vector de movimiento para la creación de mapas de tasa de lluvias intermedias, y (iii) acumulación de la lluvia usando un número incrementado de mapas (Seo and Krajewski 2015).

El radar CAXX registra imágenes de precipitación cada 5 min y con tres resoluciones de pixel (0.1, 0.25 y 0.5 km). Para estimar imágenes intermedias cada un minuto, se interpolaron linealmente los desplazamientos entre dos imágenes consecutivas. Los desplazamientos para cada pixel y las interpolaciones se realizaron para cada grupo de imágenes de resolución de pixel. Es válido usar un esquema de interpolación lineal ya que los patrones de lluvia se conservan entre dos imágenes consecutivas incluso a altas velocidades de viento (Liu and Krajewski 1996)

La proyección lineal del campo de lluvia en un tiempo $t + \Delta t_i$ entre tiempo t y $t + \Delta t$ está dado por la ecuación 2, donde $R_r(x, y, t)$ denota el mapa de dos dimensiones en el tiempo t y \mathbf{a} representa el desplazamiento entre dos imágenes consecutivas de 5 min (b =before, f = forward) (Seo and Krajewski 2015).

$$R_r(x, y, t + \Delta t_i) = w_1 R_r(x + a_{x,f}, y + a_{y,f}, t) + w_2 R_r(x + a_{x,b}, y + a_{y,b}, t + \Delta t) \quad (2)$$



El desplazamiento **a** es el número de píxeles basados en la resolución del producto (0.1, 0.25 y 0.5 km). **w** es un factor de peso y es calculado por la proporción de distancia que es equivalente a la contribución de tiempo dentro del intervalo de periodo (5 min.)

$$a_{x,f} = \frac{\Delta t_i}{\Delta t} * \Delta x \quad a_{y,f} = \frac{\Delta t_i}{\Delta t} * \Delta y \quad (2a)$$

$$a_{x,b} = -\left(1 - \frac{\Delta t_i}{\Delta t}\right) * \Delta x \quad a_{y,b} = -\left(1 - \frac{\Delta t_i}{\Delta t}\right) * \Delta y \quad (2b)$$

$$w_1 = 1 - \frac{\Delta t_i}{\Delta t} \quad w_2 = \frac{\Delta t_i}{\Delta t} \quad (3a \text{ y } 3b)$$

Una vez interpolado las imágenes, se realizaron mapas horarios para cada evento de lluvia. La acumulación horaria se realizó con imágenes registradas a diferentes intervalos de tiempos 1, 5, 10, 15, 20, 30 y 60 min. Estos mapas horarios se compararon con los datos registrados por la red de pluviógrafos. Además, para cuantificar el error en el QPE debido al muestreo temporal y resolución de la imagen, se calculó el volumen total de lluvia para cada evento y porcentaje de cobertura sobre la cuenca alta del río Paute (1604.58 km²). El volumen total y porcentaje de cobertura se compararon con los valores obtenidos solo con el uso de la red de pluviómetros.

3.3 Métodos de verificación

Modelo de advección

Para validar el modelo se usaron dos criterios. (i) Se comparó los vectores de advección (velocidad y dirección de los eventos de lluvia) con los vectores de movimiento del viento determinados por los datos de re análisis. El coeficiente de correlación de Pearson (r) fue calculado para la comparación entre los datos. (ii) Con los vectores de desplazamiento de cada pixel, se proyectó la imagen del radar para los siguientes 5 min, esta imagen se comparó con la imagen registrada por el radar en el mismo intervalo de tiempo. Los índices de Probabilidad de Detección (POD), Falsa Alarma (FAR) y Frecuencia de Sesgo (FBI) fueron estimados para cuantificar las coincidencias entre las imágenes proyectadas y registradas cada 5 min (Ballari, Castro, & Campozano, 2016; Harrison, Driscoll, & Kitchen, 2000; Jatho, Pluntke, Kurbjuhn, & Bernhofer, 2010; Li et al., 2018).

El POD es la fracción de precipitación que fue correctamente detectada (POD = 1 es una detección perfecta). La FAR mide la fracción de detección de precipitación que fue falsa alarma, es decir que detectó la imagen proyectada pero no la imagen registrada (FAR = 0 indica detección perfecta). FBI es el radio entre el número de observaciones de la imagen proyectada por el modelo respecto a las observaciones registradas por el radar para el mismo tiempo (FBI = 1 indica detección perfecta).

Las ecuaciones 4, 5 y 6 muestran la formulación de estos indicadores; dónde **a** es el número de píxeles donde la imagen proyectada detecta precipitación y el radar también. **b** la imagen proyectada detecta precipitación, pero el radar no. **c** la imagen proyectada no detecta la precipitación, pero el radar sí.



$$POD = \frac{a}{a+c} \quad (4)$$

$$FAR = \frac{b}{a+b} \quad (5)$$

$$FBI = \frac{a+b}{a+c} \quad (6)$$

Efecto de la advección sobre la QPE

La evaluación de la advección sobre la acumulación de la lluvia estuvo formada por dos partes. Primero se evaluó la acumulación horaria de las imágenes del radar respecto a los datos registrados por la red de pluviómetros, para las diferentes resoluciones temporales de registro (1, 5, 10, 15, 20, 30, 60 min). Para la evaluación se determinó el índice estadístico coeficiente de correlación de Pearson (r), el índice de sesgo (BIAS), y la raíz del error cuadrático medio (RMSE) (Harrison et al. 2000; Jatho et al. 2010). Para ello, se extrajo el valor de pixel de la imagen acumulada que corresponde a la coordenada de cada pluviógrafo. Además, se determinaron los índices de detección POD, FAR y FBI entre lo que observó la imagen del radar y los pluviómetros.

Segundo, se evaluó la acumulación total de lluvia de cada evento sobre el área de la cuenca alta del río Paute, para cada resolución temporal y espacial de las imágenes del radar. Se determinó el error relativo entre el volumen total estimado respecto al volumen total registrado por los pluviómetros que se encuentran dentro de la misma cuenca.

4. Resultados y Discusión

4.1 Modelo de advección

El modelo de advección PyrLK fue aplicado sobre imágenes de radar consecutivas cada 5 min y con resolución espacial de 0.5 km. Se estimaron los vectores de movimiento cada 5 min y luego se calculó la velocidad y dirección promedio para cada evento dentro del periodo de duración respectivo. La mayoría de eventos no superan los $6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ de velocidad promedio (Figura 3), lo que coincide con los registros de viento monitoreados por estaciones meteorológicas y reportados por Carrillo-Rojas et al. (2016) y Padrón et al. (2015) para la zona de estudio. Por su parte, la dirección de movimiento preponderante de los eventos es de este a oeste.

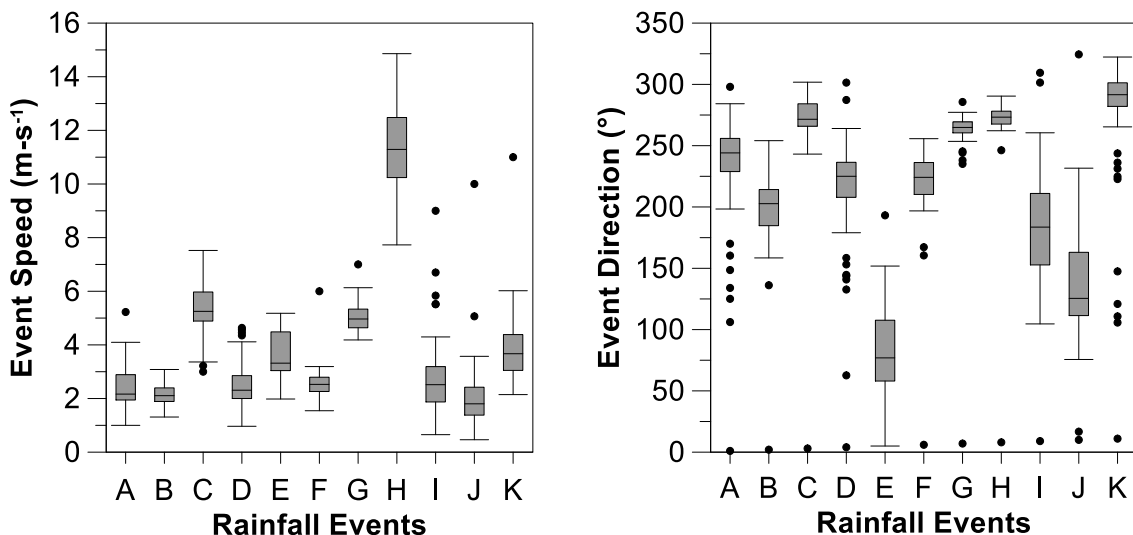




Figura 3. Box plots de la velocidad y dirección cada 5 min de los 11 eventos de lluvias aplicando el modelo de advección PyrLK.

La figura 4 muestra que existe una correlación directa entre la velocidad promedio de los eventos y la velocidad del viento a una altura de 4450 m s.n.m. (Altitud del radar CAXX). Aunque el coeficiente de correlación r es de 0.91, las velocidades de viento son mayores al movimiento de advección de las nubes. Por ejemplo, el valor máximo de la velocidad del viento para el evento 8 es de $19 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, mientras que la velocidad promedio del evento alcanza los $11.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. La misma tendencia siguen los otros eventos. Esta característica se debe a que las nubes al encontrarse cargadas de humedad que se condensa y luego precipita, se mueven a una velocidad menor que las velocidades del viento que las empuja.

Se evaluó el rendimiento del modelo de advección a partir de la comparación de las imágenes de radar observadas y las imágenes estimadas predecidas por el modelo para el mismo paso de tiempo. Los resultados se presentan en la tabla 4. Según el modelo de advección, el evento con máxima velocidad promedio de movimiento ($11 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) se presentó en el mes de junio del 2016. Esta velocidad coincide con el periodo de verano y presencia de fuertes vientos para la zona de estudio (Campozano et al. 2016; Padrón et al. 2015) (Figura 3). Para este evento, el r y POD entre las imágenes proyectadas y observadas por el radar son los más bajos, 0.62 y 0.82 respectivamente.

Tabla 4. Coeficiente de correlación r e índices de detección promedios para cada evento de lluvia entre imágenes de radar estimadas por el modelo de advección y observadas cada 5 min.

N° Event	r	Detection Index		
		POD	FAR	FBI
1	0.83	0.90	0.19	1.11
2	0.70	0.82	0.35	1.38
3	0.70	0.84	0.29	1.19
4	0.74	0.88	0.27	1.24
5	0.68	0.78	0.42	1.45
6	0.78	0.86	0.26	1.20
7	0.75	0.87	0.40	1.61
8	0.62	0.82	0.31	1.22
9	0.79	0.91	0.18	1.14
10	0.79	0.86	0.20	1.10
11	0.75	0.89	0.25	1.25

En contraste, para el evento 10 que se caracteriza por tener la menor velocidad ($1.92 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), el r y POD (0.79 y 0.86) se encuentran sobre el promedio de estos índices (0.75 y 0.85). Esto indica que el modelo de advección tiene mayor desempeño para eventos con movimientos lentos de nubes; sin embargo, para velocidades intermedias similares ($2.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) el modelo presenta diferentes coeficientes de correlación (0.68 – 0.75). Estos se debe a que PyrLK se ajusta mejor cuando las características del evento de lluvia se acercan más

a las condiciones del modelo entre imágenes consecutivas (brillo/intensidad constante y movimientos pequeños en las formas de las celdas de lluvias) (Bouquet 2000; Seo and Krajewski 2015)

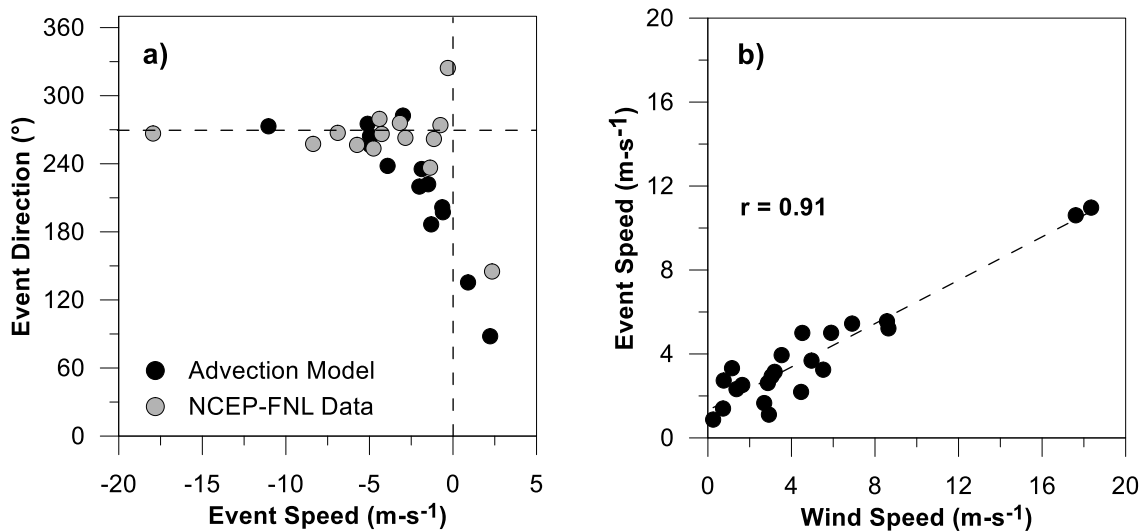


Figura 4. a) Distribución de la velocidad y dirección del viento de las imágenes de re análisis (NCEP-FNL) en contraste con la velocidad y dirección de las nubes generadas por el modelo de advección para todos los eventos de precipitación. b) Correlación de velocidades horarias generadas por datos de re análisis (eje X) y el modelo de advección (eje Y) para los 11 eventos.

El r y POD promedio para los 11 eventos es de 0.75 y 0.85 respectivamente. Estos valores indican que estadísticamente (Jatho et al. 2010; Nerini et al. 2015) el modelo PyrLK puede ser usado para las condiciones atmosféricas de los Andes Tropicales. Además, al usar el modelo de advección para interpolar imágenes intermedias cada 1 minuto, incluso las tormentas con velocidades aproximadamente superior a los 12 m-s⁻¹ pueden ser capturadas por las imágenes consecutivas (Seo and Krajewski 2015).

Una vez validado el modelo de advección, la siguiente sección se enfoca en la estimación del efecto de la advección sobre la QPE.

4.2 Efecto del campo de advección sobre el QPE

El efecto de la advección sobre la QPE en imágenes acumuladas horarias de los eventos de precipitación fue evaluado considerando tres grupos de eventos de acuerdo a la velocidad promedio de los mismos. La Tabla 5 muestra la agrupación de los 11 eventos de lluvia según la velocidad promedio de evento. La resolución espacial de pixel se evaluó para 0.1, 0.25 y 0.5 km, mientras que la resolución temporal se evaluó para 1, 5, 10, 15, 20, 30 y 60 minutos. El modelo de advección se usó para generar las imágenes intermedias de 1 min.

Tabla 5. Grupos de eventos de precipitación según la velocidad de movimiento.

Date	Advection Model (m-s ⁻¹)
------	--------------------------------------



Advection Speed range (m-s⁻¹)	Start	End	Vx	Vy	V
1 - 2.5	24/10/2016 15:00	24/10/2016 18:00	0.90	-0.64	1.92
	20/04/2015 16:00	20/04/2015 20:00	-0.64	-1.77	2.41
	17/04/2015 00:00	17/04/2015 03:00	-1.88	-0.59	2.43
	10/03/2016 00:00	10/03/2016 06:00	-1.48	-1.51	2.45
	03/05/2015 15:00	04/05/2015 01:00	-2.01	0.36	2.46
2.5 - 5	14/09/2016 16:00	14/09/2016 22:00	-1.30	-0.70	2.64
	08/03/2016 14:00	08/03/2016 17:00	2.22	1.45	3.54
	10/11/2016 17:00	11/11/2016 00:00	-2.99	1.71	3.71
> 5	27/04/2016 17:00	27/04/2016 22:00	-4.97	-0.12	5.18
	21/04/2015 14:00	21/04/2015 18:00	-5.11	0.66	5.42
	12/06/2016 12:00	12/06/2016 16:00	-11.04	0.97	11.24

La tabla 6 muestra los diferentes índices estadísticos y de detección entre datos agregados horariamente para la relación radar–pluviógrafos para los 11 eventos. Lo primero que se observa es que el r mejora mínimamente (de 0.67 a 0.69) al usar datos cada 1 min en lugar de 5 min para las tres resoluciones de píxel de las imágenes. Seo & Krajewski, (2015) encontraron similares resultados en su estudio, en donde analizaron el efecto de la resolución de la imagen sobre la relación radar-pluviógrafos.

El BIAS disminuye con el registro de datos cada minuto para las tres resoluciones espaciales, 0.1 mm en promedio. Esto equivale a mejorar la estimación en un 40% al utilizar datos cada minuto en lugar de cada 5 min; resultados similares (30 a 60 %) fueron encontrados por (Fabry et al. 1994). En concordancia con los resultados anteriores, el índice de detección POD mejora significativamente (11%) al usar las imágenes interpoladas cada minuto.

Por otro lado, el radar meteorológico CAXX actualmente registra imágenes con las 3 resoluciones de píxel (0.5, 0.25 y 0.1 km). Al comparar los diferentes índices de la tabla 6 para las tres resoluciones de píxel, se encuentra que las diferencias son mínimas. No existe una mejora considerable (< 5%) en la relación radar-pluviógrafo si se incrementa la resolución del píxel de 0.50 a 0.10 km. Por consiguiente, para el análisis radar-pluviógrafos en el área de estudio se puede usar las imágenes de 0.50 km de píxel, lo que permitirá invertir un menor costo computacional en el procesamiento de la información.

Tabla 6. Coeficientes estadísticos e índices de detección entre datos de radar y pluviómetros para diferentes resoluciones espaciales y temporales de imágenes de radar.

Sample time (min)	0.50 km					
	r	BIAS (mm)	RMSE (mm)	POD (mm)	FAR (mm)	FBI (mm)
1	0.69	-0.15	2.46	0.76	0.23	0.98
5	0.68	-0.21	2.46	0.71	0.2	0.89



10	0.65	-0.28	2.42	0.68	0.19	0.84
15	0.6	-0.34	2.45	0.66	0.16	0.78
20	0.53	-0.4	2.5	0.62	0.16	0.73
30	0.44	-0.47	2.54	0.56	0.15	0.66
60	0.34	-0.72	2.85	0.42	0.13	0.48
0.25 km						
1	0.67	-0.11	2.49	0.79	0.24	1.03
5	0.67	-0.23	2.46	0.71	0.19	0.87
10	0.65	-0.29	2.42	0.68	0.18	0.83
15	0.56	-0.36	2.45	0.65	0.16	0.78
20	0.5	-0.39	2.49	0.62	0.15	0.72
30	0.4	-0.47	2.53	0.56	0.15	0.65
60	0.3	-0.75	2.89	0.41	0.12	0.47
0.10 km						
1	0.68	-0.13	2.48	0.8	0.24	1.08
5	0.67	-0.26	2.46	0.71	0.18	0.86
10	0.65	-0.3	2.41	0.68	0.18	0.83
15	0.58	-0.36	2.45	0.65	0.16	0.77
20	0.51	-0.4	2.48	0.61	0.15	0.72
30	0.4	-0.49	2.57	0.55	0.15	0.64
60	0.31	-0.74	2.84	0.41	0.12	0.47

Los índices estadísticos y de detección disminuyen al aumentar el tiempo de registro de datos del radar (Tabla 6 y Figura 5). El coeficiente de correlación disminuyó desde 0.69 a 0.31 (45%) al incrementar el tiempo de registro de 1 min a 60 min. El POD presentó un comportamiento similar (disminución del 49%). El error BIAS se incrementó en 0.35 mm (73%) al disminuir la resolución temporal del radar a 30 min. Resultados similares de error (20 a 60%) fueron encontrados por Wilson and Brandes (1979) con datos de radar cada 30 min.

Estas tendencias se observaron para las tres resoluciones de pixel. La relación radar-pluviómetro empeora con la baja resolución temporal porque las imágenes de radar no captan los ecos o celdas de rápida evolución (Fabry et al. 1994), y la red de pluviógrafos no registra la alta variabilidad espacial y temporal de las precipitaciones presentes en los Andes Tropicales (Celleri et al. 2007; Padrón et al. 2015).

Otro inconveniente es que la lluvia observada por el radar en la coordenada donde se encuentra ubicado el pluviógrafo, no precipita verticalmente hacia la superficie terrestre. El perfil de viento vertical entre la señal del radar y la superficie, modifica la trayectoria de las gotas de las lluvias precipitadas (Sandford 2015). Si a este efecto se le añade la baja resolución temporal del radar, se incrementa la incompatibilidad entre los datos observado por el radar y por la red de pluviógrafos (Collier 1999; Harrold, English, and Nicholass 1974; Lauri, Koistinen, and Moisseev 2012). Las diferencias de altura entre la señal del radar (4450 m s.n.m.) y la red de pluviómetros se encuentran entre 550 y 2000 m. El efecto del perfil de viento sobre la relación radar-pluviógrafo todavía no se ha estudiado para las condiciones atmosféricas de los Andes Tropicales.

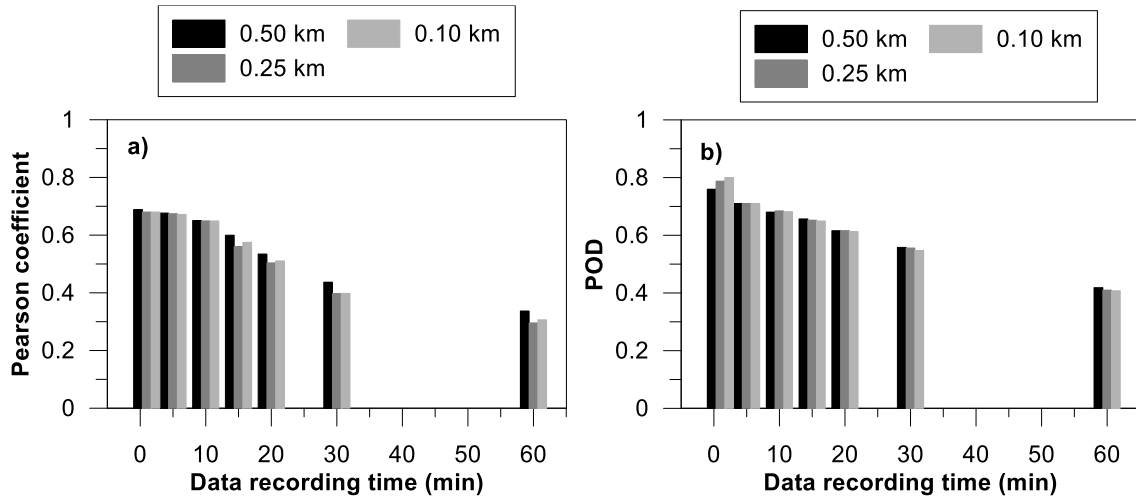


Figura 5. Variación del coeficiente de correlación (a) e índice de Probabilidad de Detección (b) en función del tiempo de muestreo y tamaño de pixel de la imagen de lluvia.

La figura 6 muestra la discretización del POD y BIAS de la relación radar–pluviógrafo en función de la velocidad de advección (VA) promedio de los eventos de lluvia. Existe una relación directa entre la POD y BIAS con la VA. Los valores del POD son mayores en los eventos que tienen VA más altas ($VA > 5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Los POD más bajos se presentan para VA entre $1 - 2.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Si bien las diferencias de PODs para imágenes registradas cada minuto son menores a 6% entre los tres rangos de velocidades, este porcentaje se incrementa al 11% a partir de los 5 min; sin embargo, la diferencia nuevamente disminuye para los 60 min (5%).

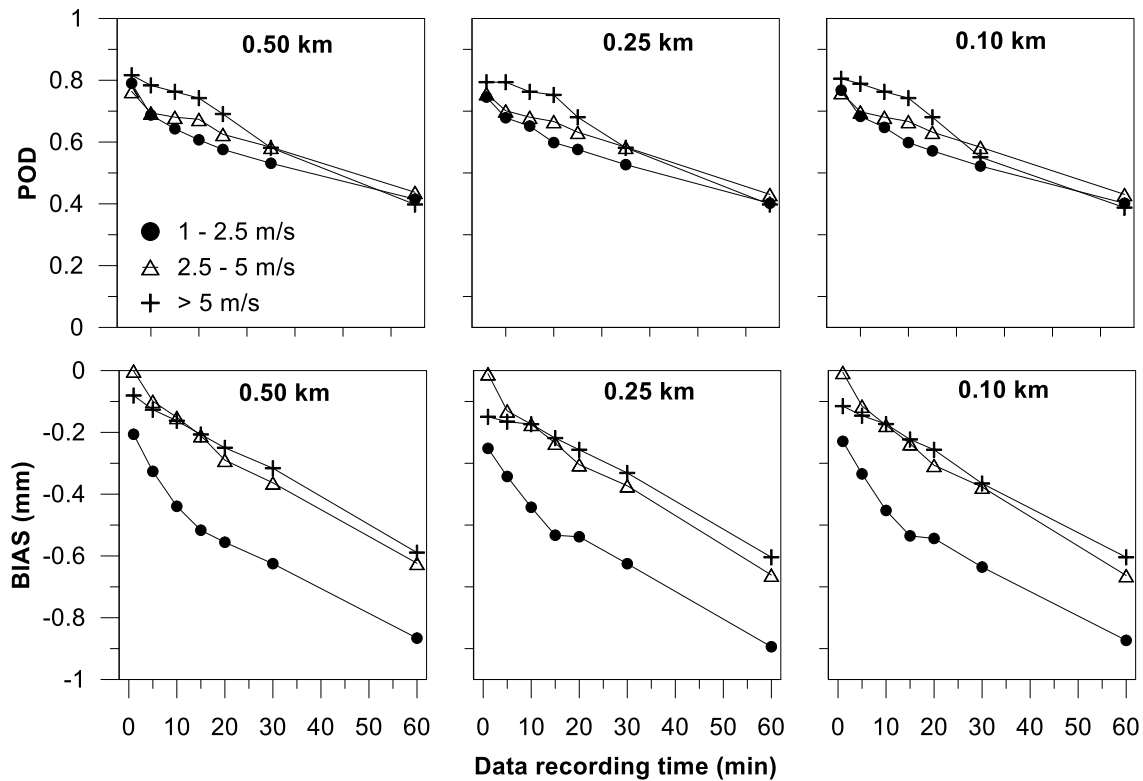




Figura 6. Índice de Probabilidad de Detección y error BIAS para los eventos de lluvia según la velocidad promedio de advección. Se muestra gráficos para las diferentes resoluciones temporales y espaciales de datos del radar.

El BIAS tiene un comportamiento similar al POD respecto a las VA (Figura 6). Los errores son mayores para las bajas VA ($1 - 2.5 \text{ m-s}^{-1}$) y disminuye para los otros dos rangos. Las diferencias del BIAS para los eventos que se encuentran entre $2.5 - 5 \text{ m-s}^{-1}$ y $> 5 \text{ m-s}^{-1}$ son bajas (11%) en comparación al rango menor de VA (41%). Resultados similares fueron encontrados por (Fabry et al. 1994), quienes mencionan que el error en la relación radar-pluviógrafo decrece con el aumento de la velocidad de la tormenta. Por su parte, Seo and Krajewski (2015) encontraron menores r y mayores RMSE para eventos con menores VA.

Con respecto a la cantidad de lluvia acumulada para cada evento, existen diferencias marcadas entre los valores de pluviómetros y radar (Figura 7). En 9 de los 11 eventos la lluvia acumulada con datos del radar subestima a la acumulada solo con datos de la red de pluviómetros. Los dos eventos (9 y 11) con valores de lluvia acumulada superiores a los calculados por los pluviómetros se encuentran en el rango de velocidad de advección intermedia ($2.5 - 5 \text{ m-s}^{-1}$) (Figura 9). La diferencia entre el volumen de lluvia acumulada por el radar y pluviómetros se acentúa más cuando la resolución temporal disminuye; incluso los eventos 9 y 10 pasan de una diferencia positiva a negativa al cambiar el registro de datos del radar de 1 min a 60 min.

La figura 8 muestra las diferencias entre el volumen de agua total de los 11 eventos registrados por la red de pluviómetros y el radar CAXX. El volumen de agua lluvia estimado por el radar subestima entre -13% y -52% para datos de 1 min y 60 min respectivamente (Figura 8a). Se observó que las diferencias de error para los volúmenes de agua calculados con diferentes resoluciones de pixel, son menores al 3%. Este resultado confirma que para estudios hidrológicos en el área de estudio se puede utilizar directamente imágenes de radar con resolución de 0.5 km.

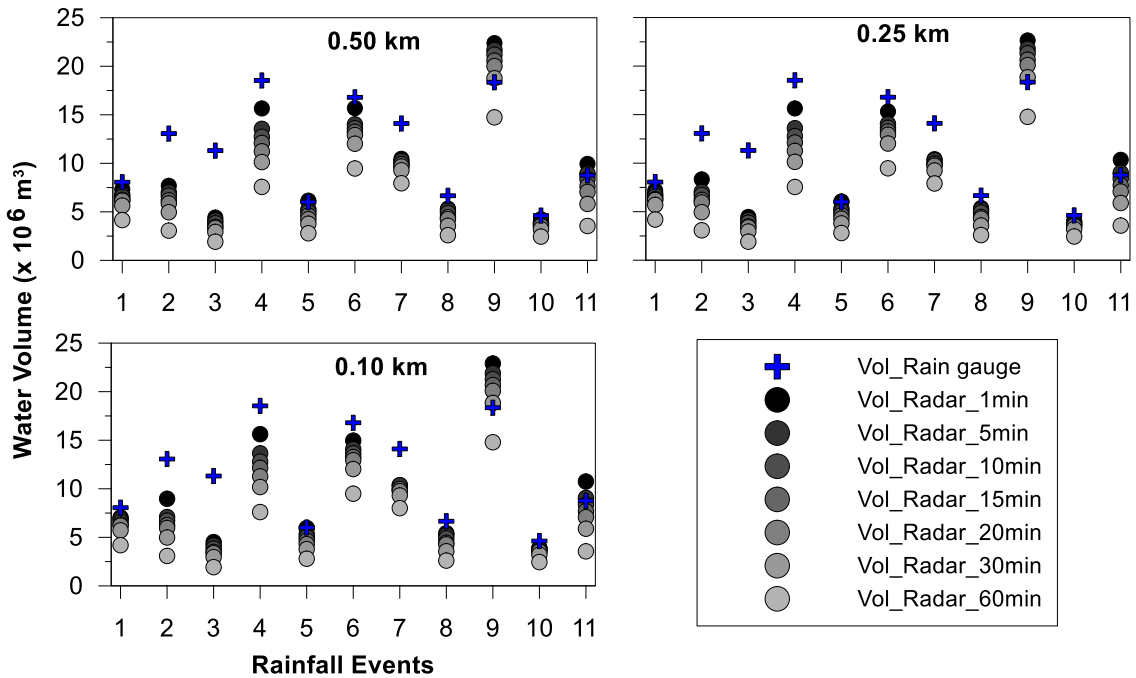


Figura 7. Volumen de lluvia acumulado (m^3) para los 11 eventos según las diferentes resoluciones temporales y espaciales del radar CAXX.

En términos de resolución temporal, utilizar imágenes cada minuto mejora la estimación del volumen de agua en un 7% respecto al registro de 5 min (Figura 8a y 8b). Esta mejora se da porque las imágenes registradas cada minuto capturan con más detalle las características de un evento de lluvia (intensidad, duración, cobertura espacial) (Celleri et al. 2007; Dunkerley 2008), incluso para tormentas con velocidades aproximadamente superior a los $12 m\cdot s^{-1}$ (Seo and Krajewski 2015).

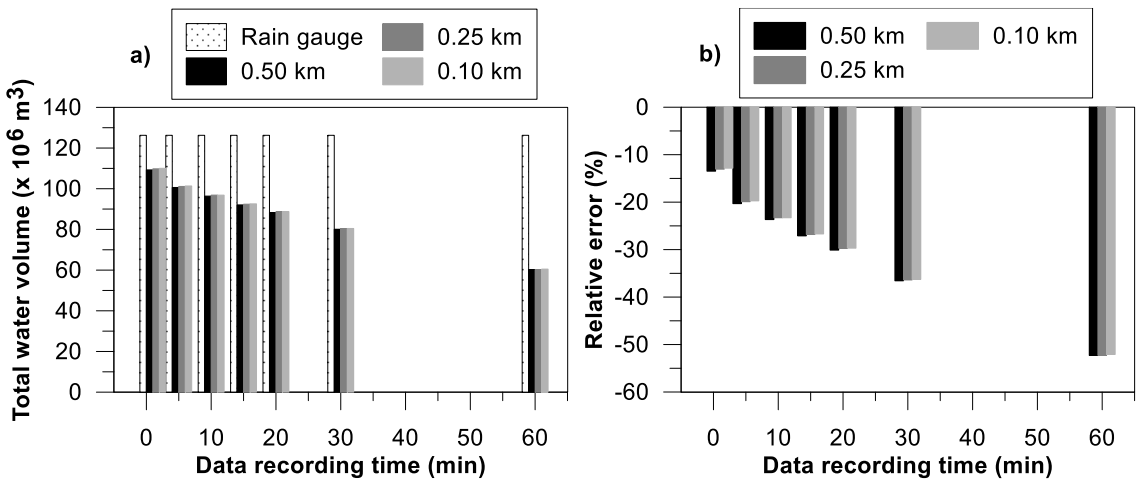


Figura 8. a) Volumen de lluvia total acumulado de los 11 eventos (m^3) b) Error relativo (%) entre la cantidad de lluvia estimada por la red de pluviómetros y la estimada por datos del radar CAXX.

Existe una importante relación entre la cobertura espacial de la lluvia sobre la cuenca y el volumen de agua precipitada (Figura 9). Esta relación no es lineal porque depende de otras características de los eventos como la intensidad y duración (Seo and Krajewski



2015). En este caso se encontró una relación exponencial ($r = 0.79$); no obstante, los porcentajes de cobertura estimados con la red de pluviógrafos difieren de los estimados por datos del radar. Por ejemplo, para el evento del 17/04/2015, al usar solo los datos de la red de pluviógrafos, se estimó con el método de interpolación del inverso de la distancia ponderada (IDW), que la lluvia precipitó sobre el 80% de área total de la cuenca de estudio (Figura 10). Sin embargo, al usar datos de radar cada minuto y con tamaño de pixel de 0.5 km, se identificó que el evento cubrió solo el 58% de la cuenca. Este porcentaje de cobertura decrece a medida que la resolución temporal del radar disminuye (38% para 60 min) (Figura 10 y 11)

La relación cobertura–volumen influye significativamente en la estimación de la lluvia acumulada en un cierto periodo. Para este caso, como en la mayoría de casos de estudios en los Andes Tropicales donde se utiliza pluviógrafos para estimar la lluvia (Ballari et al. 2016; Campozano et al. 2016; Ochoa-Tocachi et al. 2016; Zulkafli et al. 2014) no se dispone de una densa red de pluviógrafos, especialmente en las cabeceras de las subcuencas. El insuficiente monitoreo sumado a la alta variabilidad de la lluvia presente en la zona de estudio (Fries et al. 2014) pueden ocasionar dos escenarios. Por un lado, la subestimación de la lluvia cuando la mayoría del evento de precipitación no es captado por la red de pluviógrafos. Por otro lado, la sobreestimación debido a que el área tributaria para cada pluviómetro es considerablemente alta. Por ejemplo, para el mismo evento del 17/04/2015, los dos pluviógrafos ubicados al sur de la cuenca tienen un área tributaria del 13 y 8 % respectivamente. Para el cálculo del volumen de agua se asume erróneamente que la lluvia registrada por los dos pluviógrafos precipitaron en el 21% de la cuenca; cuando en realidad los datos del radar confirman que la precipitación fue en menor área (6%) (Figura 10). Por estas razones se observa las diferencias del QPE entre datos de pluviógrafos y datos de radar.

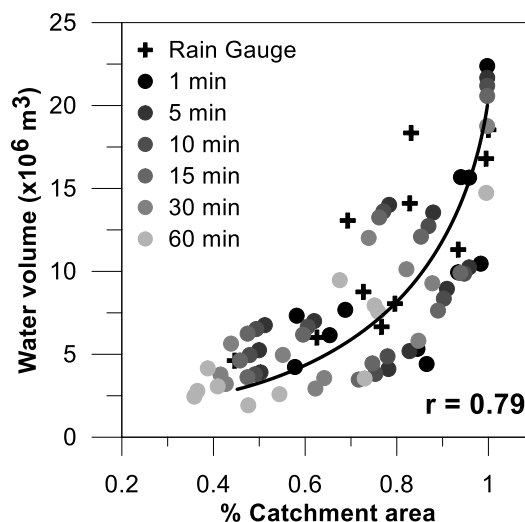


Figura 9. Relación del volumen de lluvia precipitada (m^3) sobre el porcentaje de área de la cuenca de estudio. Relación estimada para cada evento con diferentes resoluciones temporales.

La figura 11 muestra la relación de las intensidades máximas de precipitación (MRI) con la velocidad de advección (VA) de los 11 eventos. Los eventos con VA mayores a $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ presentan MRI relativamente bajas para datos horarios ($13.46 - 17.10 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$). Las mayores MRI estimadas con datos de 5 min se registraron para los eventos que se encuentran en los rangos de VA entre $1 - 2.5$ y $2.5 - 5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, con valores de 110.3 y $103.20 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ respectivamente. Estos resultados pueden ser atribuidos a los diferentes tipos de lluvias que se generan en estos ecosistemas (Orellana Alvear et al. 2017; Padrón et al. 2015). La estructura de las lluvias fuertes al estar compuesto por gotas con diámetros (D_m) superiores a 1 mm (Orellana Alvear et al. 2017) dificultan que el viento las pueda mover con facilidad, lo que genera bajas velocidades de advección promedio

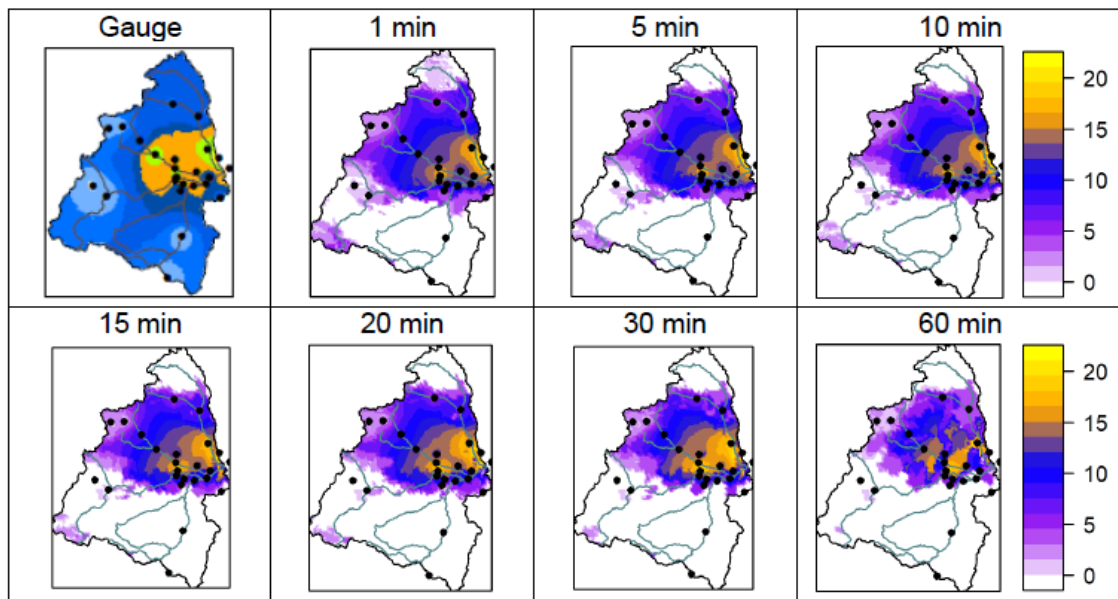


Figura 10. Lluvia acumulada (mm) para el evento del 17/04/2015. Distribución espacial de la lluvia para la cuenca del río Cuenca usando solo datos de la red de pluviógrafos y datos de radar para diferentes tiempos de muestreo y con resolución de pixel de 0.5 km

($1 - 2.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Por el contrario, las lluvias moderadas ($0.5 < D_m [\text{mm}] \leq 1.0$) a leves ($0.1 < D_m [\text{mm}] \leq 0.5$) pueden ser empujadas con relativa facilidad por el viento, generando VA superiores a los $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Si las lluvias leves se presentan en los meses con mayores velocidades de viento (por ejemplo, el evento del 12/06/2016), las VA pueden llegar hasta valores de $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Figura 3, evento 8)

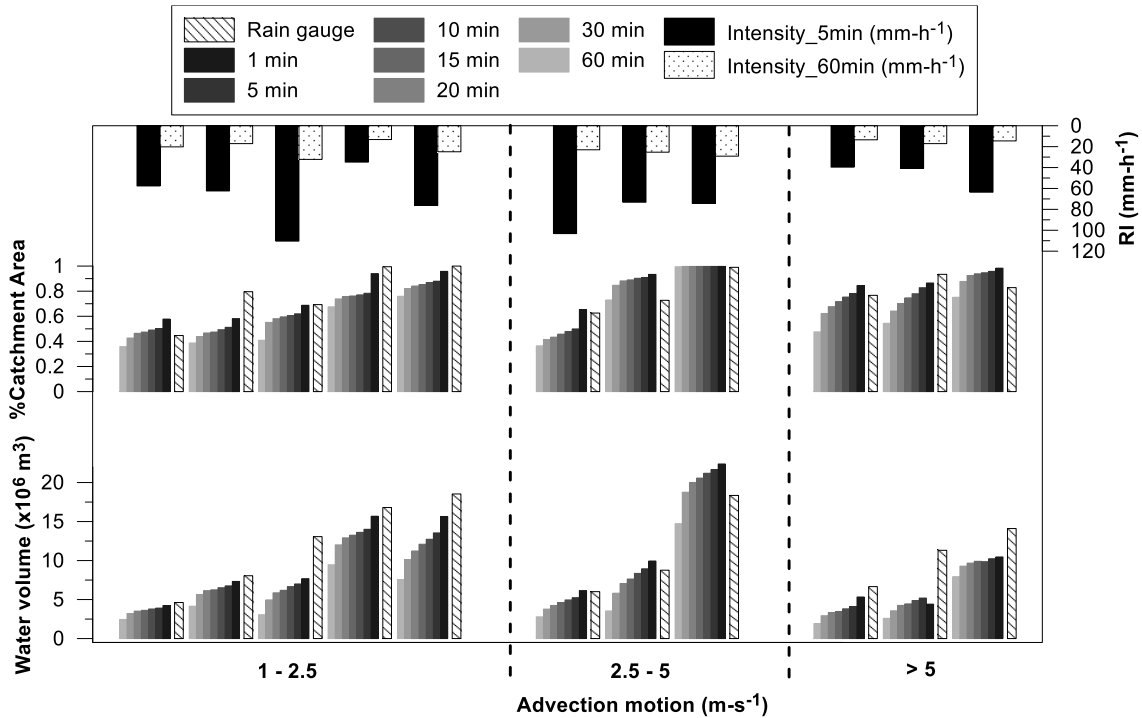


Figura11. Discretización de los eventos según la velocidad de advección de la tormenta para las 7 resoluciones temporales y para resolución de pixel de 0.5 km. Se muestra el volumen de agua precipitada, el porcentaje de área cubierta por la lluvia y las intensidades máximas registradas para 5 min y 60 min.

Al analizar el evento 3 (14/09/2016) del grupo 2 de la VA (2.5 – 5 m-s⁻¹), se identifica que la lluvia precipitó sobre toda la cuenca de estudio. El porcentaje de cobertura fue registrada tanto por la red de pluviógrafos como por el radar con sus diferentes resoluciones temporales. Sin embargo, la lluvia acumulada por el radar es superior a la estimada por los pluviógrafos. Esto puede ser explicado porque las celdas de lluvia con mayor intensidad no fueron capturadas por los pluviógrafos. En contraste, el evento 1 del mismo grupo (08/03/2016) donde se registró la segunda intensidad más alta (103.20 mm-h⁻¹), la red de pluviógrafos sí logró capturar la celda con el foco del evento de precipitación.

Por otra parte, el evento con mayor MRI (110.3 mm-h⁻¹, evento 3 del rango VA 1 – 2.5 m-s⁻¹, figura 11) registrado el 20/04/2015, presentó similar porcentaje de cobertura de cuenca tanto para la red de pluviógrafos como para el radar; sin embargo, la red de pluviógrafos registran 42% más de precipitación que el radar. Esta diferencia puede deberse a la altura sobre la superficie a la que se concentró la mayor cantidad de humedad para precipitarse. El radar CAXX está instalado a 4450 m s.n.m., la altura promedio de la cuenca es de 3454 m s.n.m. y la ciudad de cuenca, donde frecuentemente precipitan las lluvias fuertes se encuentra a 2560 m s.n.m. Esto sugiere que algunos eventos de lluvias se generan por debajo de los 4450 m y por ende el evento no es registrado por el haz del radar.



5. Conclusiones

En este estudio, el modelo de advección de precipitación basado en el método Optical Flow (PyrLK) fue implementado para condiciones atmosféricas de las montañas de los Andes Tropicales. PyrLK fue aplicado sobre imágenes de radar consecutivas cada 5 min y con resolución especial de 0.5 km. Una vez validado el modelo de advección, se estimó el efecto de advección sobre la QPE en imágenes acumuladas horarias. El efecto de advección se evaluó sobre la resolución espacial de pixel 0.1, 0.25 y 0.5 km, mientras que la resolución temporal se evaluó para 1, 5, 10, 15, 20, 30 y 60 minutos. PyrLK se usó para generar las imágenes intermedias de 1 min. Finalmente, se determinó el error relativo entre el volumen total de lluvia estimado por el radar respecto al volumen total registrado por la red de pluviógrafos sobre la cuenca alta del río Paute. Las siguientes conclusiones fueron extraídas del estudio:

- a) El modelo de advección de precipitación PyrLK puede ser usado para las condiciones atmosféricas de los Andes Tropicales. El coeficiente de correlación (r) y índice de probabilidad de detección (POD) promedios entre las imágenes registradas por el radar y estimadas por el modelo, para los 11 eventos analizados, fue de 0.75 y 0.85 respectivamente. Sin embargo, se observó que el PyrLK se ajusta mejor para eventos con movimientos lentos de nubes ($r = 0.79$, $POD = 0.86$) que para movimientos rápidos ($r = 0.62$, $POD = 0.82$). Se encontró una relación inversa entre la velocidad de advección de la precipitación con el desempeño del modelo ($r = 0.74$).
- b) La relación radar-pluviógrafo mejora al usar datos de radar interpolados cada 1 min en lugar de 5 min (r de 0.67 a 0.69) para las tres resoluciones de píxel. El BIAS entre radar y pluviógrafo disminuye en un 40% y el POD mejora significativamente (11%) al usar las imágenes interpoladas cada minuto.
- c) No se presenta una mejora considerable ($< 5\%$) en la relación radar-pluviógrafo si se incrementa la resolución del pixel de 0.50 km a 0.10 km. Por consiguiente, para el análisis radar-pluviógrafos en el área de estudio se puede usar directamente las imágenes de 0.50 km de pixel, lo que permitirá disminuir el costo computacional en el procesamiento de la información.
- d) La relación horaria radar-pluviógrafo disminuye considerablemente al aumentar el tiempo de registro de datos (r de 0.69 a 0.31 (45%) para tiempos de registro de 1 min a 60 min). Estas tendencias se deben principalmente a que, al disminuir la resolución temporal, el radar no capta los ecos o celdas de rápida evolución. Además, la red de pluviógrafos no registra la alta variabilidad espacial y temporal de las precipitaciones presentes en los andes tropicales.
- e) La lluvia acumulada con datos de radar subestima a la acumulada solo con datos de la red de pluviógrafos (entre -13% y -52% para datos de 1 min y 60 min). Por otro lado, en términos de resolución temporal, utilizar imágenes cada minuto mejora la estimación del volumen de agua en un 7% respecto al registro de 5 min. Esta mejora se da porque las imágenes registradas cada minuto capturan con más detalle las características de un evento de lluvia.
- f) La diferencia entre la cobertura espacial de la lluvia capturada por el radar y la red de pluviógrafos, influye significativamente en la estimación del QPE. Esta diferencia se debe principalmente a que (i) la red de pluviógrafos, al ser poco densa, no captura todas las celdas de lluvias; y (ii) algunas precipitaciones se generan por debajo de la altura a la que se encuentra ubicado el radar. Para cubrir este vacío de información



y conocimiento, estudios usando la combinación del radar horizontal CAXX y un radar vertical se encuentran en desarrollo. El objetivo es determinar la estructura vertical de la lluvia e identificar la altura a la que se generan los eventos de precipitación y poder mejorar aún más la estimación del QPE.

Los resultados de este estudio ayudarán a mejorar la estimación de la lluvia en zonas de montaña y cerrar adecuadamente los balances hidrológicos. Por otro lado, permitirá identificar zonas de mayor humedad dentro de una cuenca hidrográfica, y tener imágenes apropiadamente corregidos que servirán como datos de entrada a modelos lluvia-esorrentía en cuencas de alta montaña.

Bibliografía

- Ballari, D., E. Castro, and L. Campozano. 2016. "Validation of Satellite Precipitation (Trmm 3B43) in Ecuadorian Coastal Plains, Andean Highlands and Amazonian Rainforest." *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* XLI-B8(July):305–11. Retrieved (<http://www.int-arch-photogramm-remote-sens-spatial-inf-sci.net/XLI-B8/305/2016/isprs-archives-XLI-B8-305-2016.pdf>).
- Bendix, Jörg et al. 2017. "RadarNet-Sur First Weather Radar Network in Tropical High Mountains." *Bulletin of the American Meteorological Society* 98(6):1235–54.
- Bendix, Jörg, Rütger Rollenbeck, and Christoph Reudenbach. 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* 26(6):829–46.
- Berne, a. and W. F. Krajewski. 2013. "Radar for Hydrology: Unfulfilled Promise or Unrecognized Potential?" *Advances in Water Resources* 51:357–66. Retrieved June 13, 2014 (<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0309170812001157>).
- Bouquet, Jean-Yves. 2000. "Pyramidal Implementation of the Affine Lucas Kanade Feature Tracker—description of the Algorithm." *Intel Corporation Microprocessor Research Labs* 1–10. Retrieved (http://robots.stanford.edu/cs223b04/algo_affine_tracking.pdf%5Cnhttp://pages.slc.edu/~aschultz/mocap/Bouquet_Affine.pdf%5Cnfile:///Users/fgimenez/Documents/Papers2/Articles/Bouquet/2001/Bouquet_Pyramidal implementation of the affine lucas kanade feature tracke).
- Campozano, Lenin, Rolando Céleri, Katja Trachte, Joerg Bendix, and Esteban Samaniego. 2016. "Rainfall and Cloud Dynamics in the Andes: A Southern Ecuador Case Study." *Advances in Meteorology* 2016(January).
- Carrillo-Rojas, Galo, Brenner Silva, Mario Córdova, Rolando Céleri, and Jörg Bendix. 2016. "Dynamic Mapping of Evapotranspiration Using an Energy Balance-Based Model over an Andean Páramo Catchment of Southern Ecuador." *Remote Sensing* 8(2):160.
- Celleri, Rolando, Patrick Willems, Wouter Buytaert, and Jan Feyen. 2007. "Space-Time Rainfall Variability in the Paute Basin, Ecuadorian Andes." *Hydrological Processes* 21(24):3316–27. Retrieved September 12, 2016



(<http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.6575>).

- Collier, C. G. 1999. "The Impact of Wind Drift on the Utility of Very High Spatial Resolution Radar Data Over Urban Areas." 24(8):889–93.
- Delrieu, Guy, Soumia Serrar, Elena Guardo, and Jean Dominique Creutin. 1999. "Rain Measurement in Hilly Terrain with X-Band Weather Radar Systems: Accuracy of Path-Integrated Attenuation Estimates Derived from Mountain Returns." *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 16(4):405–16. Retrieved (<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0426%281999%29016%3C0405%3ARMIHTW%3E2.0.CO%3B2>).
- Dunkerley, David. 2008. "Rain Event Properties in Nature and in Rainfall Simulation Experiments : A Comparative Review with Recommendations for Increasingly Systematic Study and Reporting." 4435(June):4415–35.
- Fabry, Frederic, Aldo Bellon, Mike R. Duncan, and Geoffrey L. Austin. 1994. "High Resolution Rainfall Measurements by Radar for Very Small Basins: The Sampling Problem Reexamined." *Journal of Hydrology* 161(1–4):415–28.
- Fries, Andreas et al. 2014. "Catchment Precipitation Processes in the San Francisco Valley in Southern Ecuador: Combined Approach Using High-Resolution Radar Images and in Situ Observations." *Meteorology and Atmospheric Physics* 13–29. Retrieved (<http://link.springer.com/10.1007/s00703-014-0335-3>).
- Germann, Urs, Gianmario Galli, Marco Boscacci, and Martin Bolliger. 2006. "Radar Precipitation Measurement in a Mountainous Region." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 132(618):1669–92. Retrieved (http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1256/qj.05.190/abstract%5Cnhttp://onlinelibrary.wiley.com/store/10.1256/qj.05.190/asset/200613261814_ftp.pdf?v=1&t=hxvqrv52&s=36fd5e1e483cf2966510f76025a354f078df2efc).
- Harrison, D. L., S. J. Driscoll, and M. Kitchen. 2000. "Improving Precipitation Estimates from Weather Radar Using Quality Control and Correction Techniques." *Meteorological Applications* 7(2):135–44. Retrieved (<http://dx.doi.org/10.1017/S1350482700001468>).
- Harrold, T. W., E. J. English, and C. A. Nicholass. 1974. "The Accuracy of Radar-Derived Rainfall Measurements in Hilly Terrain." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 100(425):331–50.
- Horn, Berthold and B. Schunck. 1981. "Determining Optical Flow." *Artificial Intelligence* 17(1–2):185–203.
- Jatho, N., T. Pluntke, C. Kurbjuhn, and C. Bernhofer. 2010. "An Approach to Combine Radar and Gauge Based Rainfall Data under Consideration of Their Qualities in Low Mountain Ranges of Saxony." *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 10(3):429–46. Retrieved (<http://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/10/429/2010/%5Cnhttp://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/10/429/2010/nhess-10-429-2010.pdf>).
- Jordan, Phillip, Alan Seed, and Geoff Austin. 2000. "Sampling Errors in Radar Estimates of Rainfall." *J. Geophys. Res.* 105(D2):2247–57. Retrieved (<http://dx.doi.org/10.1029/1999JD900130>).
- Kanda, Manabu. 2007. "Progress in Urban Meteorology :A Review." *Journal of the*



Meteorological Society of Japan 85B:363–83.

- Kusiak, Andrew, Xiupeng Wei, Anoop Prakash Verma, and Evan Roz. 2013. "Modeling and Prediction of Rainfall Using Radar Reflectivity Data: A Data-Mining Approach." *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 51(4):2337–42.
- Lauri, Tuomo, Jarmo Koistinen, and Dmitri Moisseev. 2012. "Advection-Based Adjustment of Radar Measurements." *Monthly Weather Review* 140(3):1014–22.
- Lepiouflé, Jean Marie, Etienne Leblois, and Jean Dominique Creutin. 2012. "Variography of Rainfall Accumulation in Presence of Advection." *Journal of Hydrology* 464–465:494–504. Retrieved (<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.07.041>).
- Li, Ling et al. 2018. "Subpixel-Based Precipitation Nowcasting with the Pyramid Lucas–Kanade Optical Flow Technique." *Atmosphere* 9(7):260. Retrieved (<http://www.mdpi.com/2073-4433/9/7/260>).
- Liu, Chunray and Witold F. Krajewski. 1996. "A Comparison of Methods for Calculation of Radar-Rainfall Hourly Accumulations." *Water Resources Bulletin - American Water Resources Association* 32(2).
- Lucas, Bruce D. and Takeo Kanade. 1981. "An Iterative Image Registration Technique with an Application to Stereo Vision." *Imaging* 130(x):674–79. Retrieved (<http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.49.2019&rep=rep1∓type=pdf>).
- Mecklenburg, S., Anna Jurczyk, Jan Szturc, and Ośródką K. 2002. "Quantitative Precipitation Forecasts (QPF) Based on Radar Data for Hydrological Models." (March):33.
- Méndez-Antonio, Baldemar et al. 2013. "Weather Radar Data and Distributed Hydrological Modelling: An Application for Mexico Valley." *Open Journal of Modern Hydrology* 3(2):79–88. Retrieved (<http://www.scirp.org/journal/PaperDownload.aspx?DOI=10.4236/ojmh.2013.32011>).
- Montopoli, Mario, Frank Silvio Marzano, Errico Picciotti, and Gianfranco Vulpiani. 2012. "Spatially-Adaptive Advection Radar Technique for Precipitation Mosaic Nowcasting." *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* 5(3):874–84.
- Morin, Efrat et al. 2005. "Rainfall Modeling for Integrating Radar Information into Hydrological Model." *Atmospheric Science Letters* 6(1):23–30.
- Mosquera, Giovanni M., Patricio X. Lazo, Rolando Céleri, Bradford P. Wilcox, and Patricio Crespo. 2015. "Runoff from Tropical Alpine Grasslands Increases with Areal Extent of Wetlands." *Catena* 125:120–28. Retrieved (<http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2014.10.010>).
- National Centers for Environmental Prediction. 2000. "NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses, Continuing from July 1999." *National Weather Service - NOAA - U.S.A.* Retrieved (<https://doi.org/10.5065/D6M043C6>).
- Nerini, Daniele et al. 2015. "A Comparative Analysis of TRMM-Rain Gauge Data Merging Techniques at the Daily Time Scale for Distributed Rainfall-Runoff Modelling Applications." *Journal of Hydrometeorology* 150904104740009. Retrieved (<http://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/JHM-D-14->



0197.1#.VhZoNW9_e4A.mendeley).

- Ochoa-Tocachi, B. F. et al. 2016. "Impacts of Land Use on the Hydrological Response of Tropical Andean Catchments." *Hydrological Processes* 30(22).
- Orellana Alvear, Johanna, Rolando Céleri, Rütger Rollenbeck, and Jörg Bendix. 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*.
- Padrón, Ryan S. 2013. "Análisis de La Estructura de La Lluvia Del Páramo." Retrieved (<http://dspace.ucuenca.edu.ec/bitstream/123456789/519/1/TESIS.pdf>).
- Padrón, Ryan S., Bradford P. Wilcox, Patricio Crespo, and Rolando Céleri. 2015. "Rainfall in the Andean Páramo: New Insights from High-Resolution Monitoring in Southern Ecuador." *Journal of Hydrometeorology* 16:985–96.
- Páez, Sebastián. 2012. "Quantitative Precipitation Forecast Using Weather Radar." *Master Thesis - Universität Stuttgart*.
- Pesántez, Juan Diego and Alfredo Martínez. 2015. "Propuesta de Modelo de Gestión de La Subcuenca Del Río Tomebamba, Como Herramienta de Manejo Integrado Y Conservación." *Maestría En Gestión Ambiental - Universidad de Azuay* 1–183.
- Pfaff, Thomas. 2013. *Processing and Analysis of Weather Radar Data for Use in Hydrology*.
- Rinehart, R. E. and E. T. Garvey. 1978. "Three-Dimensional Storm Motion Detection by Conventional Weather Radar." *Nature* 273:287–89.
- Rodríguez-Iturbe, I. 1987. "Mathematical Models of Rainstorm Events in Space and Time." *Water Resources Research* 23(1):181–90.
- Rollenbeck, Rütger et al. 2007. "Comparison of Different Techniques for the Measurement of Precipitation in Tropical Montane Rain Forest Regions." *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 24(2):156–68.
- Rollenbeck, Rütger and Jörg Bendix. 2006. "Experimental Calibration of a Cost-Effective X-Band Weather Radar for Climate Ecological Studies in Southern Ecuador." *Atmospheric Research* 79(3–4):296–316.
- Rossa, Andrea M. et al. 2010. "Radar-Driven High-Resolution Hydro-Meteorological Forecasts of the 26 September 2007 Venice Flash Flood." *Journal of Hydrology* 394(1–2):230–44. Retrieved June 13, 2014 (<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169410005639>).
- Rozalis, Shahar, Efrat Morin, Yoav Yair, and Colin Price. 2010. "Flash Flood Prediction Using an Uncalibrated Hydrological Model and Radar Rainfall Data in a Mediterranean Watershed under Changing Hydrological Conditions." *Journal of Hydrology* 394(1–2):245–55. Retrieved (<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.03.021>).
- Sandford, Caroline. 2015. "Correcting for Wind Drift in High Resolution Radar Rainfall Products: A Feasibility Study." *Journal of Hydrology* 531:284–95. Retrieved (<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.03.023>).
- Seo, Bong Chul and Witold F. Krajewski. 2015. "Correcting Temporal Sampling Error in



Radar-Rainfall: Effect of Advection Parameters and Rain Storm Characteristics on the Correction Accuracy.” *Journal of Hydrology* 531:272–83.

Steiner, Matthias, Thomas L. Bell, Yu Zhang, and Eric F. Wood. 2003. “Comparison of Two Methods for Estimating the Sampling-Related Uncertainty of Satellite Rainfall Averages Based on a Large Radar Dataset.” *Journal of Climate* 16(22):3759–78.

Tapia, Juan Diego and Rolando Céleri. 2016. “Estructura de La Precipitación Y Su Variabilidad Espacio-Temporal a Lo Largo de Una Gradiente Altitudinal.” *Tesis de Pregrado - Universidad de Cuenca - Ingeniería Civil* 1–71.

Villarini, Gabriele, Pradeep V. Mandapaka, Witold F. Krajewski, and Robert J. Moore. 2008. “Rainfall and Sampling Uncertainties: A Rain Gauge Perspective.” *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 113(11):1–12.

Vuille, Mathias, Raymond S. Bradley, and Frank Keimig. 2000. “Climate Variability in the Andes of Ecuador and Its Relation to Tropical Pacific and Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies.” *Journal of Climate* 13(14):2520–35. Retrieved (<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442%282000%29013%3C2520%3ACVITAO%3E2.0.CO%3B2>).

Wilson, James W. and Edward a. Brandes. 1979. “Radar Measurement of Rainfall—A Summary.” *Bulletin of the American Meteorological Society* 60(9):1048–58.

Woo, Wang-chun and Wai-kin Wong. 2017. “Operational Application of Optical Flow Techniques to Radar-Based Rainfall Nowcasting.” *Atmosphere* 8.

Yoon, Seong-Sim, Anh Tran Phuong, and Deg-Hyo Bae. 2012. “Quantitative Comparison of the Spatial Distribution of Radar and Gauge Rainfall Data.” *Journal of Hydrometeorology* 13(6):1939–53. Retrieved (<http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JHM-D-11-066.1>).

Zulkafli, Zed et al. 2014. “A Comparative Performance Analysis of TRMM 3B42 (TMPA) Versions 6 and 7 for Hydrological Applications over Andean–Amazon River Basins.” *Journal of Hydrometeorology* 15(2):581–92. Retrieved (<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JHM-D-13-094.1>).