

ESTIMACIÓN DE PRECIPITACIÓN POR RADAR EN LA CUENCA DE TACAGUA

RAFAEL NAVAS¹, JACINTO ARTIGAS² Y PEDRO CÁRDENAS³

¹ Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología. rafaelnavas23@gmail.com

² Instituto de Mecánica de los Fluidos

³ Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología

Recibido: febrero 2014

Recibido en forma final revisado: diciembre 2014

RESUMEN

Este trabajo tiene como propósito definir una metodología para estimar la precipitación areal utilizando datos de radares meteorológicos. El área de estudio se localiza en la cuenca del río Tacagua (103,9 Km²), la cual es monitoreada por una red de 18 estaciones pluviométricas y el radar meteorológico de Jeremba ubicado a 2.422 msnm. La metodología empleada correlaciona los registros de precipitación en superficie con la reflectividad obtenida de los CAPPI de 2.500-3.500, 3.500-4.500, 4.500-6.000 msnm a partir de celdas de 1x1 km. Luego. Para tratar de obtener mejores estimados de precipitación se incluye el componente de traslación de la tormenta y se realiza un análisis de los movimientos horizontales. El análisis selecciona la mejor correlación entre el par de valores de precipitación y reflectividad del grupo de celdas vecinas a cada estación pluviométrica. Después de incluir los movimientos horizontales de la tormenta, se obtiene una mejor relación entre los datos del radar meteorológico con la precipitación medida en superficie. El método propuesto en este trabajo logra una mejor estimación de precipitación con radar.

Palabras clave: radar meteorológico, relación reflectividad intensidad de precipitación, estimación de precipitación por radar, precipitación areal, cuenca de Tacagua.

RAINFALL ESTIMATION BY RADAR IN TACAGUA BASIN

ABSTRACT

This paper aims to define a methodology to estimate areal rainfall using weather radar data. The studied area is located in Tacagua River Basin (103.9 Km²) which is monitored by 18 rain gauges network and the Jeremba weather radar placed at 2,422 masl. The methodology correlates rainfall records on the ground with radar reflectivity obtained from CAPPI of 2.500-3.500, 3.500-4.500, 4.500-6.000 masl, and cells of 1x1 km. Then, in order to try to generate a better estimation of rainfall by radar the translation component of the storm is included and we make the analysis of the horizontal movements of the storm. From the analysis, the better correlation between the pair of values of precipitation and reflectivity of the group of neighboring cells to each gage is selected. After the inclusion of the horizontal movements of the storm, a better relationship between weather radar data with measured precipitation on the ground is obtained. The method proposed in this paper achieves a better estimation of rainfall by radar.

Keywords: weather radar, reflectivity rainfall relationship, rainfall estimation by radar, areal rainfall, Tacagua basin.

INTRODUCCIÓN

A nivel mundial las lluvias extremas son reconocidas como causa de enormes pérdidas. Venezuela no escapa de ello, ya que ha sido víctima en numerosas ocasiones y el problema parece agravarse con el crecimiento descontrolado de la población y la invasión de las planicies de inundación. Luego de los desastres de El Limón (1987), Vargas (1999) y Vargas (2005), se dio finalmente prioridad a la modernización de equipos de monitoreo hidrometeorológico, entre los cuales destaca la recuperación de la red nacional y la inclusión de

nuevas tecnologías para el monitoreo, como es el caso de los radares meteorológicos.

Los radares meteorológicos tienen la bondad de ofrecer estimaciones cuantitativas de precipitación sobre amplias áreas con una buena definición espacio-temporal, lo que los hace preferidos en sistemas de alerta y pronóstico hidrometeorológico. El sistema de pronóstico hidrometeorológico de Sao Paulo (Pereira, *et al.*, 2009) y del río Besós (Márquez & Viñolas, 2000) integran la información de sensores remotos para dar pronósticos a

corto plazo con lo que se ayuda a mitigar pérdidas de vidas humanas y materiales. Igualmente se ha demostrado que es posible incrementar el tiempo de alerta para inundaciones mediante pronósticos de precipitación utilizando la información del radar (Jeorgeson & Julien, 2005).

Este trabajo tiene como propósito principal definir una metodología para realizar estimaciones de precipitación utilizando la información proveniente del radar meteorológico de Jeremba. La investigación se enfoca en la cuenca del río Tacagua, la cual dispone de una buena red de superficie.

BREVE HISTORIA DEL LOS RADARES METEOROLÓGICOS

La historia del radar está estrechamente vinculada a la historia de la radio. La palabra “RADAR” proviene de las siglas en inglés de *Radio Detection And Ranging* (Radio detección y medición a distancia). Sus orígenes teóricos se remontan a 1865 con el desarrollo de las ecuaciones de Maxwell que gobiernan el comportamiento de las ondas electromagnéticas y a los experimentos de Hertz (1887) que demuestran las leyes de reflexión. Luego de 1900 comienza a separarse la investigación en dos campos con raíces comunes, como son las transmisiones inalámbricas y la detección de objetos remotos.

La primera idea del uso del radar para la detección de blancos surge en 1922, proveniente de Albert Hoyt y Leo C. cuando experimentan con ondas electromagnéticas de alta frecuencia en el río Potomac y, por error, un barco interfiere la señal. Inmediatamente ambos investigadores identifican la anomalía recibida y plantean la posibilidad de detectar intrusos a la entrada de los puertos. Sin embargo, esta idea no llama la atención sino hasta después de 1934, cuando Young y Taylor observan el mismo fenómeno, esta vez con un avión. Como resultado propusieron el uso del pulso de energía electromagnética para la detección de blancos (Rinehart, 2006).

A partir de la II Guerra Mundial el radar sufrió un desarrollo evolutivo. En la década de 1960 se desarrollaron equipos más ligeros para su uso en aviones (Whiton, *et al.*, 1998a). La aplicación de las computadoras al radar ha impulsado muchas de las nuevas mejoras, tanto en hardware como en software. Ahora es posible proporcionar avisos automáticos procesando datos del radar por computadora. En el libro titulado “*The Invention that Changed the World*” (La invención que cambió al mundo) (Buderi, 1996) puede conseguirse un fascinante recuento de la historia y de la gente involucrada en el desarrollo del radar.

MATERIALES Y MÉTODOS

El radar meteorológico

El radar meteorológico es un sistema que mide distancias, altitudes, intensidades y velocidades de formaciones meteorológicas a través de la potencia que reflejan las pequeñas gotas de agua presentes en la atmósfera. La exploración de la atmósfera se realiza a través de una antena giratoria con varios ángulos de elevación, de esta manera se obtiene un volumen de reflectividades¹ que, para su cómoda interpretación, debe ser representado en el plano. Entre las formas más comunes de representación se tiene el indicador de posición en el plano y el indicador de posición en el plano a altitud constante, conocidos como PPI y CAPPI, respectivamente por sus siglas en inglés.

El PPI es la más común y simple de las salidas en dos dimensiones del radar. Consiste en representar un solo haz sobre el plano. Tiene como característica que los datos que están más lejanos del radar poseen altitudes mayores (figura 1). EL CAPPI representa en dos dimensiones las reflectividades de una banda de atmósfera a una altitud constante, se genera a partir de los PPI disponibles (figura 2).

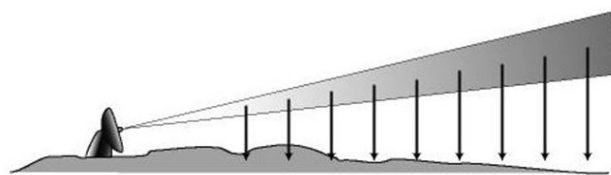


Figura 1. Representación 2D a través de un PPI

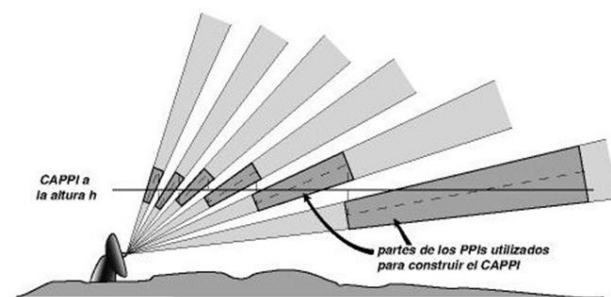


Figura 2. Representación en 2D a través de un CAPPI

Estimación de precipitación con radar (EPR)

Las primeras detecciones de ecos provenientes de precipitaciones se hacen en Inglaterra en 1940. Para ese entonces son definidas como un ruido indeseable en la señal. “*Radar echoes from atmospheric phenomena*” (Bent, 1943) es la primera publicación que hace referencia a la detección de lluvia con el radar. En “*The relation of*

¹ Reflectividad radárica: potencia recibida por el radar

raindrop size to intensity” (Laws & Pearson, 1943), se plantea una de las primeras relaciones matemáticas entre la reflectividad del radar y la intensidad de lluvia (Z-R).

Posteriormente, a partir de “Measurement of rainfall by radar” (Marshall, et al., 1947) y “The distribution of raindrops with size” (Marshall & Palmer, 1948) se deduce la ecuación más conocida y usada a nivel mundial para transformar los ecos del radar en precipitación (ec. 1).

$$Z = aR^b \quad (1)$$

Donde $a = 1,6$ y $b = 200$ son parámetros de la ecuación, Z es la reflectividad (generalmente proveniente de un CAPPI a baja altitud) y R es la intensidad de precipitación (mm/h). Entre sus conclusiones importantes destacan que puede ser posible determinar con suficiente exactitud la intensidad de la lluvia en un punto distante mediante el eco del radar. Además, afirman que siempre existe un retardo entre la medición del radar en la altura y su llegada a tierra; argumentan que a 2.000 metros las gotas de agua tardan 6 minutos y pueden tener un desplazamiento horizontal de 3 a 9 Km.

En otras investigaciones se derivan nuevas relaciones Z-R que difieren entre sí hasta en 38%, pero sus autores enfatizan que hay explicaciones físicas para tales diferencias. Se debe elegir una relación ajustada a una situación atmosférica particular (Atlas & Chemela, 1957), (Fujiwara, 1965), (Fujiwara, 1960), (Twomey, 1953).

Indiferentemente de la situación atmosférica presente, existe un extenso grupo de factores que inducen discrepancias en la EPR. Los problemas por atenuación, el efecto de la curvatura terrestre, las propagaciones anómalas, el perfil vertical de reflectividad (VPR, por sus siglas en inglés) y los ecos fijos. Estos serán explicados a continuación.

Atenuación: es la pérdida de energía de la onda electromagnética al pasar por áreas con precipitaciones intensas, la cual produce registros de reflectividad menores y subestimación de precipitación. **Efecto de la curvatura terrestre:** a mayor distancia del radar la precipitación de bajo nivel² puede no ser detectada, ya que ésta queda por debajo del haz del radar (figura 3) (el haz se proyecta sobre una circunferencia de $\frac{4}{3}$ el radio de la tierra). **Propagaciones anómalas:** son los cambios en la refracción del haz del radar que lo desvía de su trayectoria estándar, esto como producto de inversiones térmicas produce un acortamiento en el radio de cobertura del radar (figura 4). **VPR:** no todos los fenómenos atmosféricos producen los mismos VPR, éstos dependen del tipo de precipitación; para

lluvias de tipo estratiformes no son uniformes y se observa un pico alcanzado a baja altura que se conoce como “Banda Brillante” (en la isoterma cero), luego con el incremento de la altura sigue una disminución de la reflectividad. Por el contrario, para precipitaciones de tipo convectivo, los VPR suelen ser más suaves y alcanzan mayores alturas, favoreciendo la EPR (figura 5). **Ecos fijos:** son señales de retorno producidos por objetos fijos (montañas, edificios, etc.) y producen grandes cantidades de EPR si no son corregidos (figura 6).

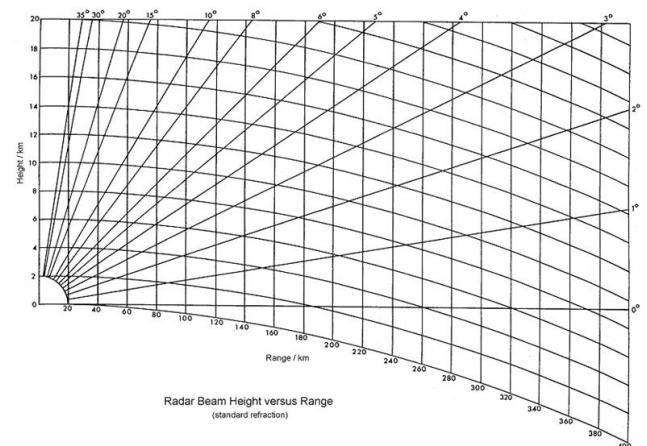


Figura 3. Efecto de la curvatura terrestre en la propagación del haz del radar (refracción estándar). (Fatorrelli, et al., 1995)

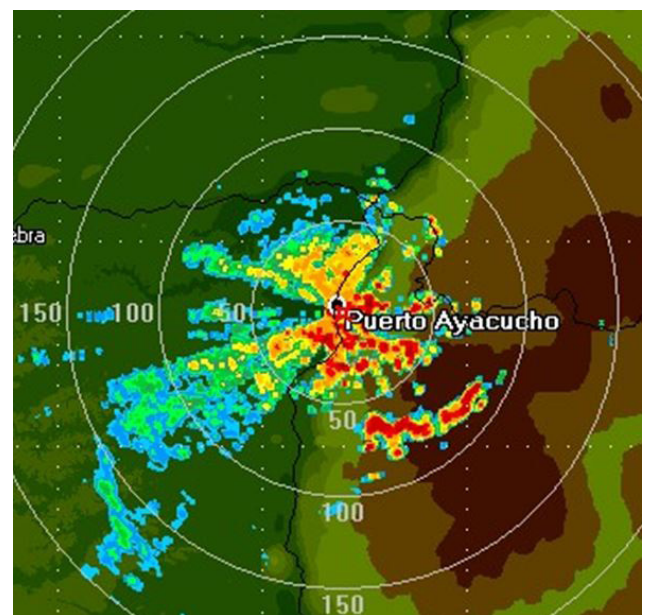


Figura 4. Propagación Anómala (Super Refracción) en el radar de Puerto Ayacucho (05/04/2011 3:34 UTC)

² La precipitación de bajo nivel puede ser originada por el ascenso forzado del aire en zonas montañosas o por lloviznas provenientes de nubes estratiformes, generalmente se producen a alturas

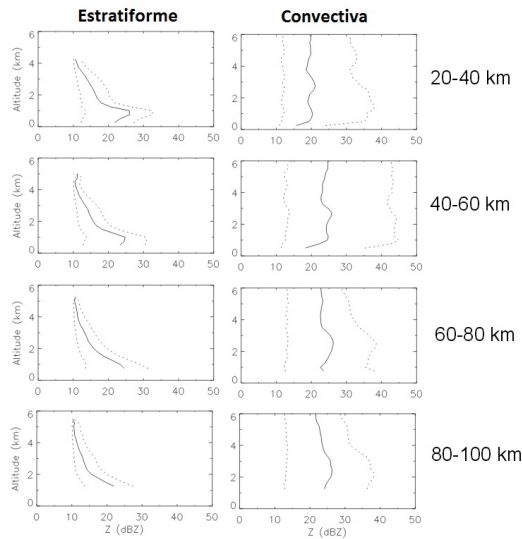


Figura 5. Perfil vertical de reflectividad media (línea continua) percentiles 20%-80% (líneas discontinuas). Radar de Wideumont (Bélgica). (Berne, et al., 2005)

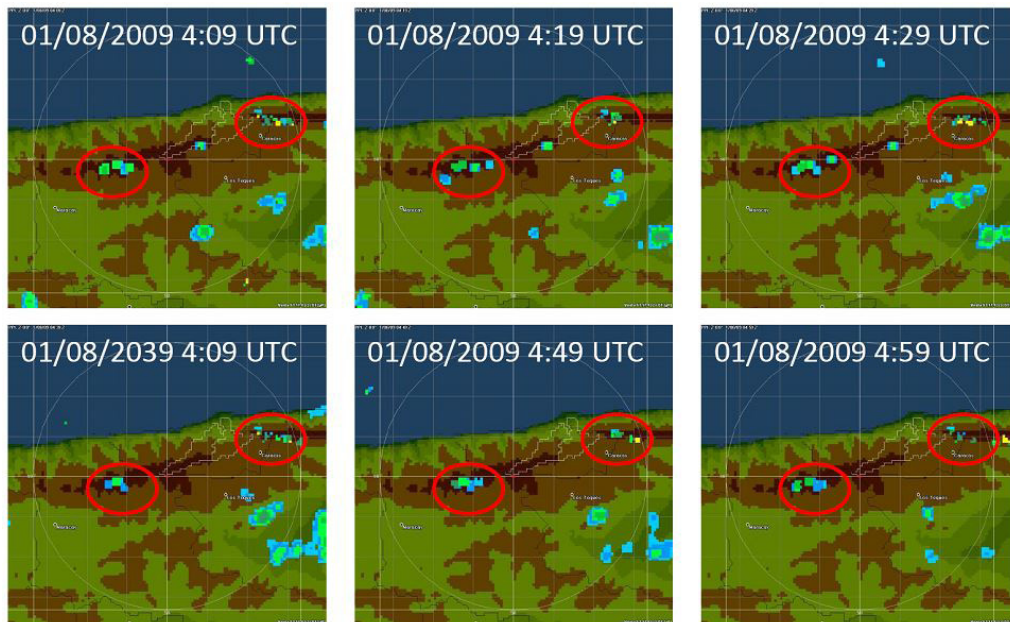


Figura 6. Ecos fijos (encerrados en los círculos rojos) detectados por el radar de Jeremba, a la izquierda ecos fijos de los picos El encantado, La Florida, Picacho, Codazzi y Alto Lagunita. A la derecha de los picos Occidental y Oriental

Área de estudio

La cuenca del río Tacagua está ubicada en la vertiente norte de la Cordillera de la Costa, al norte de Venezuela. Nace cerca del sector La Matica a 1.580 msnm, drena una superficie de 103,9 Km² y desemboca en el mar Caribe en la población de Catia la Mar después de recorrer 21,6 Km de su cauce principal. La figura 7 muestra la posición relativa, el relieve y la red de estaciones de la cuenca. Desde el año 2007 ha sido monitoreada por 18 estaciones de superficie que instaló el Programa de Prevención de Desastres y Reconstrucción Social (PREDERES).

La cuenca posee tres tipos de estaciones, las pluviométricas, las hidrométricas que monitorean el nivel del río generalmente cada 10 min y las climatológicas que tienen mayor número de parámetros, entre ellos se encuentran los sensores de velocidad y dirección del viento, temperatura y humedad relativa, radiación solar, humedad y temperatura del suelo. La tabla 1 indica el tipo y las coordenadas de cada estación. El registro de precipitaciones en la red de estaciones de PREDERES es por pulsos a incrementos de 0,1 mm, esto quiere decir que queda registrado el momento que se produce cualquier incremento mayor o igual a 0,1

mm, característica que permite generar precipitación incremental de cualquier duración. No obstante, este sistema de registro introduce una interrogante cuando no existen registros en una estación durante una tormenta:

¿La falta o ausencia de datos de precipitación, se debe a que no llovió en esa estación, o bien a que simplemente la estación estuvo inoperativa?

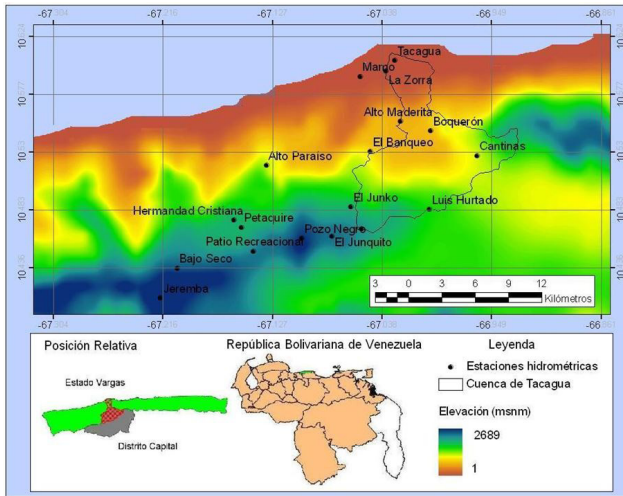


Figura 7. Posición relativa, red de estaciones e hipsometría de la cuenca del río Tacagua

El radar meteorológico de Jeremba

El radar de Jeremba está ubicado en el cerro de Jeremba a 2.422 msnm, cercano a la población de la Colonia Tovar (Estado Aragua). La tabla 2 resume las características principales del radar y la figura 8 muestra su ubicación con respecto a la cuenca y a las estaciones pluviométricas, donde los anillos en líneas discontinuas representan la distancia radial.

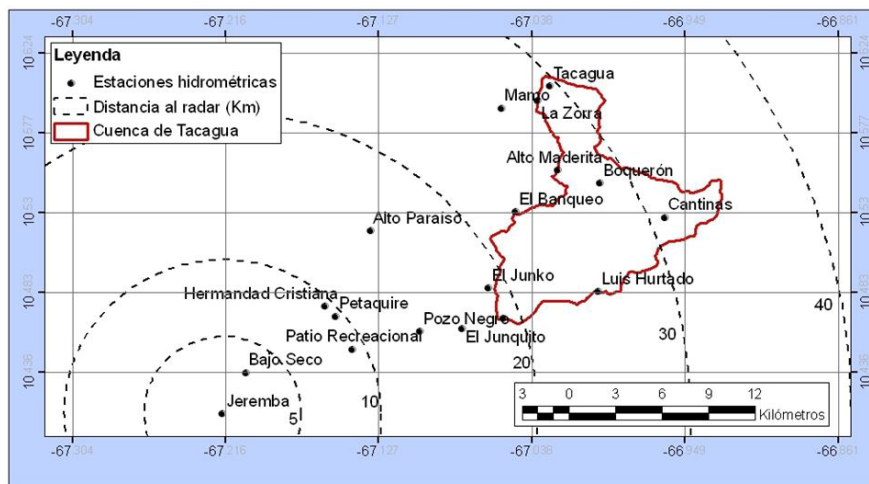


Figura 7. Posición relativa del radar de Jeremba

Entre los factores que introducen incertidumbre en la EPR descritos anteriormente, el más relevante dentro del área de estudio es el VPR, debido a la gran altitud del radar meteorológico de Jeremba, se deja de medir todas aquellas nubes inferiores a 2.500 msnm. Para nubes de tipo estratiforme, es posible que sólo sean detectadas las partes altas de dichas formaciones, quedando por debajo del haz del radar las componentes más importantes del VPR provocando EPR inaceptables. Sin embargo, las características de las nubes de tipo convectivo, de poseer gran desarrollo vertical y un VPR más uniforme, permiten plantear la hipótesis de que para el caso de nubes convectivas, puede ser posible realizar EPR a partir de la reflectividad registrada a gran altitud.

Metodología

Para el desarrollo de la relación Z-R se sigue un procedimiento similar al utilizado por Hossain, *et al.*, (2004). Donde se construyen tres grillas de 1 km x 1 km para los CAPPI de 2.500-3.500, 3.500-4.500 y 4.500-6.000 msnm, definidos de aquí en adelante como nivel 1, nivel 2 y nivel 3, tal como se muestra en la figura 9, donde las tres grillas tienen la misma densidad y distribución proyectada en superficie (figura 10). De esta manera, para realizar la comparación, se selecciona la celda del radar que está más cerca de cada estación.

Para incluir el tiempo de retardo entre la medición de reflectividad en la altura y el registro en el pluviómetro, se analizan 30 series de radar con retardos desde 1 hasta 30 minutos. Seguidamente se correlaciona cada serie de retardos con la precipitación acumulada los 10 minutos previos a dicho retardo. Esto se realiza para cada estación con registro de precipitación y luego se repite de manera general para toda la cuenca sin discriminar entre estaciones.

Tabla 1. Estaciones de superficie del programa PREDERES

Estación	Serial	Tipo	Altitud (msnm)	Latitud			Longitud		
Alto Irapa	1556	P	2005	10°	28'	5"	67 °	3'	18"
Alto Maderita	1535	P	1040	10°	33'	18"	67 °	1'	24"
Alto Paraíso	1545	C	1126	10°	31'	10"	67 °	7'	55"
Bajo Seco	1544	C	1862	10°	26'	10"	67 °	12'	15"
Cantinas	1539	C	1704	10°	31'	38"	66 °	57'	40"
El Banqueo	1533	P	985	10°	31'	50"	67 °	2'	52"
El Junko	1549	C	1447	10°	29'	9"	67 °	3'	48"
El Junquito	1532	P	1922	10°	27'	43"	67 °	4'	44"
Hermanidad	1530	P	1609	10°	28'	30"	67 °	9'	30"
Jeremba	1428	P	2370	10°	24'	43"	67 °	13'	3"
La Zorra	624	P H	40	10°	35'	44"	67 °	2'	7"
Luis Hurtado	1531	P	1462	10°	29'	1"	66 °	59'	59"
Mamo	621	P H	14	10°	35'	29"	67 °	3'	21"
Patio Recreacional	1557	P	1938	10°	27'	0"	67 °	8'	32"
Petaquire	622	P H	1333	10°	28'	9"	67 °	9'	8"
Pozo Negro	1550	P	2200	10°	27'	37"	67 °	6'	12"
Tacagua	623	P H	24	10°	36'	16"	67 °	1'	41"
Boquerón	620	P H	620	10°	32'	50"	66 °	59'	57"

P: Pluviométrica

H: Hidrométrica

P H: Pluviométrica e hidrométrica

C: Climática

Tabla 2. Características del radar de Jeremba

PROPIEDAD	VALOR
Localización	Jeremba: 10°24'43"N, 67°13'03"
Año de instalación	2002
Fabricante	Gematronik
Tipo de Radar	Banda S
Frecuencia	2740 MHz
Longitud de Onda	10,9 cm
Potencia media de transmisión	650 KW
Altitud de la base del radar	2382,58 (msnm)
Altura de la torre	40 m
Altitud de la antena	2422,58 (msnm)
Diámetro de La antena	6,4 m
Diámetro del radomo	7 m
Elevaciones para scans de reflectividad	0,0; 0,5; 1,2; 2,5; 4,0; 6,0°
Elevaciones para scans de velocidad	-0,1; 0,7; 1,5; 2,5; 3,6; 5,0; 6,5; 8,4; 10,6; 13,6; 16,3; 20,0
Rango máximo para procesamiento de reflectividad	400 Km
Rango máximo para procesamiento de velocidad	200 Km
Intervalo de scans reflectividad	10 min
Intervalo de scans de velocidad	10 min

Las series que posean las correlaciones más elevadas indican el tiempo de retardo óptimo radar-pluviómetro. El análisis se repite para los tres niveles en estudio y finalmente se seleccionará para generar la relación Z-R el nivel que ofrezca la mejor correlación.

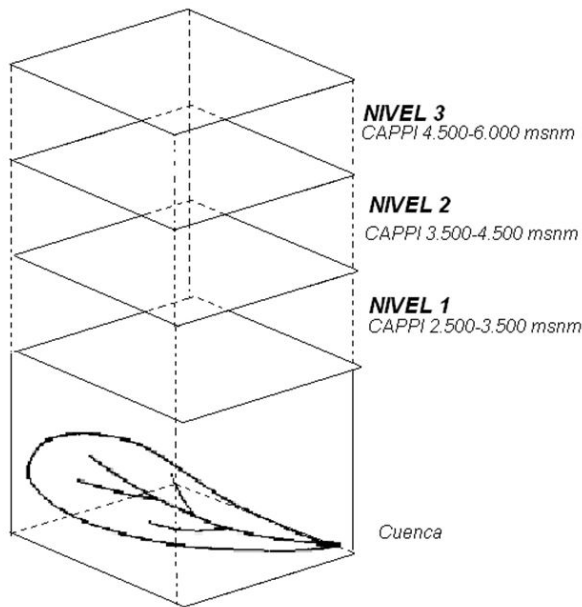


Figura 9. CAPPI utilizados para el muestreo de reflectividad

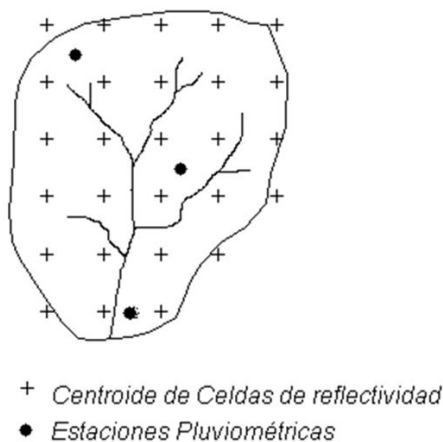


Figura 10. Proyección de los niveles de muestreo sobre la cuenca

Luego de que se ha seleccionado el CAPPI y el tiempo de retardo entre el radar y el pluviómetro se optimizan los parámetros de la ecuación (1). Seguidamente, para considerar los movimientos horizontales de la tormenta y mejorar la relación Z-R se propone incluir un análisis espacial inspirado en el método probabilístico de coincidencia de ventana (WPMM, por sus siglas en inglés) (Rosenfeld, *et al.*, 1993), en el cual se correlacionan las celdas vecinas de reflectividad con la estación en superficie.

En este paso se calculan nuevamente los retardos del radar para el conjunto de celdas que corresponden a las estaciones y sus celdas vecinas. Para ilustrar el método, en la figura 11 se muestra el cálculo paso a paso, donde la estación está ubicada en la celda B2 y se selecciona D3 como la celda de reflectividad de mejor correlación. Los números dentro de cada celda representan la mejor correlación entre las series de retardos del radar y la estación. Se selecciona en un primer paso la celda con mejor correlación, del grupo de 3x3 celdas centradas en la estación. Luego, se repite el análisis pero centrándolo en la celda seleccionada en el paso anterior y el análisis se repite sucesivamente hasta que la celda que ofrezca la mejor correlación se ubique en el centro del arreglo de 3x3. Posteriormente, se calibra la relación Z-R con la nueva serie de reflectividades de la celda seleccionada.

	A	B	C	D	E
1	0.3	0.4	0.6	0.5	
2	0.4	0.7 Estación	0.8	0.6	0.6
3	0.5	0.6	0.7	0.9	0.7
4			0.6	0.5	0.6

Figura 11. Propuesta para ajuste por movimientos horizontales en la tormenta. Selección de la celda D3 como la mejor selección para la comparación radar pluviómetro durante un evento de tormenta

Una vez desarrollada la relación Z-R es necesario ajustar los campos de precipitaciones estimadas con el radar (Borga & Tonelli, 2000) (Borga, *et al.*, 2000) (Borga, *et al.*, 2002), esto se logra con la ecuación (2) que integra la precipitación registrada por la red de superficie y la EPR (2).

$$MFB = \frac{\sum_{i=1}^{Ns} Gi}{\sum_{i=1}^{Ns} Ri} \quad (2)$$

Donde *MFB* se le conoce como el sesgo medio de campo, *Gi* es la precipitación estimada por pluviómetro para la celda *i*, *Ri* la precipitación estimada por el radar en la celda *i* y *Ns* es el número de estaciones de precipitación. Luego se ajustan todos los estimados del radar multiplicando por sesgo medio de campo (3).

$$Rajs_i = MFB * Ri \quad (3)$$

RESULTADOS

Se seleccionaron los eventos de tormenta ocurridos entre los días 5 y 13 al 15 de agosto de 2008 (tabla 3), la tormenta del 5 de agosto de 2008 fue utilizada para verificar la relación Z-R. La figura 12 muestra la proyección de la malla de reflectividad sobre la cuenca de Tacagua y resalta la enorme diferencia entre la densidad espacial de mediciones con radar en comparación con la red de superficie. El radar ofrece una 1 medición de reflectividad por km², mientras que la red de superficie posee 1 estación pluviométrica cada 12,8 km².

Tabla 3. Precipitación diaria 5, 13, 14 y 15 de agosto 2008

Estación	Precipitación (mm)			
	05/08/08	13/08/08	14/08/08	15/08/08
Tacagua	10,8	0,6	9,0	26,3
Alto Maderita	21,7	7,0	11,7	14,1
Boquerón	31,6	24,8	20,4	16,4
El Banqueo	-	-	-	-
Cantinas	28,1	84,9	24,3	8,6
El Junko	-	-	-	-
Luis Hurtado	3,4	0,4	0,3	0,4
Alto Irapa	4,2	1,0	3,7	0,9

En la figura 13 se observan las correlaciones de Pearson de los niveles 1, 2 y 3 con la precipitación registrada en superficie. El nivel 1, correspondiente al CAPPI de 2.500 a 3.500 msnm es el que mejor correlación presenta, con un valor de 0,521. La figura 14 muestra para el nivel 1 la correlación y su significación bilateral entre las series de reflectividades con retardos desde 1 hasta 30 minutos y la precipitación acumulada. Se observa que alcanza la mejor correlación para el retado de 11 minutos.

Al aplicar el modelo potencial para obtener la relación Z-R se obtiene la ecuación que se presenta en la figura 15 con un coeficiente R2 de 0.421. Luego, al considerar los movimientos horizontales de la tormenta se reduce la incertidumbre en los resultados generando una nueva ecuación con un coeficiente R2 de 0,640 (Figura 16).

Luego, el método de ajuste MFB en los EPR, de las estaciones Boquerón y Cantinas produce una mejora notable, mientras que en las estaciones Tacagua y Alto Maderita el ajuste parece no tener un efecto importante. La figura 17 muestra la lluvia acumulada del 13 al 15 de agosto de 2008, donde Radar SMH y SMH_MFB son la estimación de precipitación con radar con la ecuación que

no considera el desplazamiento horizontal sin ajuste y con ajuste MFB respectivamente, mientras que Radar CMH y CMH_MFB se producen con la ecuación que si considera el desplazamiento horizontal sin ajuste y con ajuste MFB respectivamente.

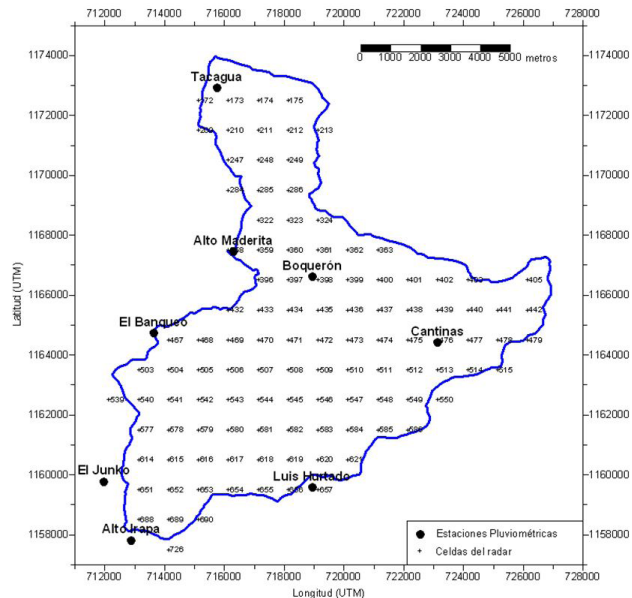


Figura 12. Proyección de las celdas de reflectividad sobre la cuenca de Tacagua

La figura 18 muestra la distribución espacial de las precipitaciones sobre la cuenca, calculada con las estaciones y el método de interpolación de Kriging; las estimadas con el radar con y sin ajuste MFB. Al observar la distribución espacial del radar, resalta que existen dos núcleos de máxima lluvia ubicados en la vertiente este, antes y después de la zona conocida como el abra de Tacagua; zona que posee un cañón estrecho con circulación local de vientos de cierta importancia.

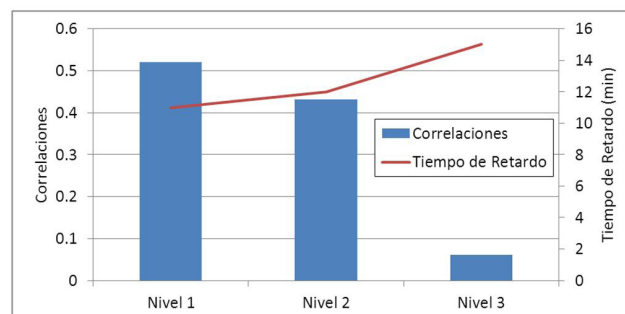


Figura 13. Correlación de Pearson reflectividad - pluviómetro y tiempo de retardos para los niveles 1, 2 y 3

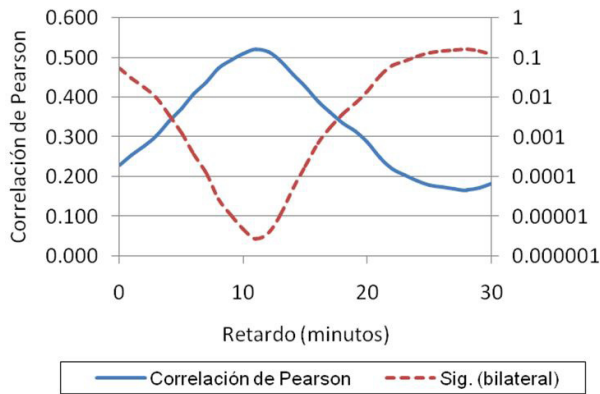


Figura 14. Correlaciones Z-R para el CAPPI de 2.500-3.500 msnm

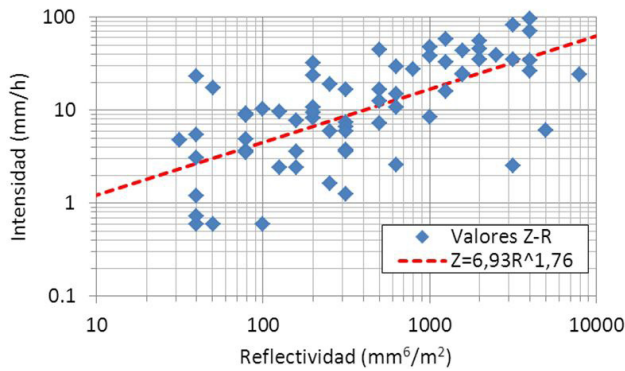


Figura 15. Relación Z-R generada para la tormenta del 13 al 15 de agosto de 2008 ($R^2=0,421$)

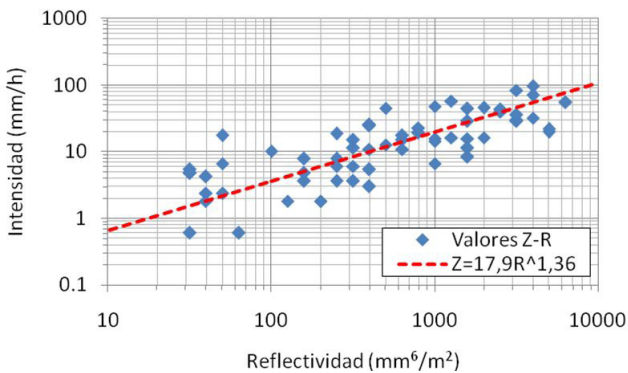


Figura 16. Relación Z-R generada para la tormenta del 13 al 15 de agosto de 2008 incluyendo los movimientos horizontales ($R^2=0,640$)

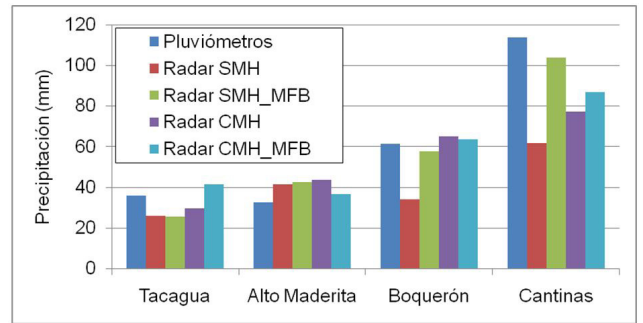


Figura 17. Precipitación registrada y estimada con el radar sobre las estaciones pluviométricas para la tormenta del 13 al 15 de agosto de 2008. (Pluviómetro: precipitación registrada en superficie, Radar SMH y SMH_MFB: estimación de precipitación con radar con la ecuación que no considera el desplazamiento horizontal sin ajuste y con ajuste MFB respectivamente, Radar CMH y CMH_MFB: EPR con la ecuación que sí considera el desplazamiento horizontal sin ajuste y con ajuste MFB respectivamente)

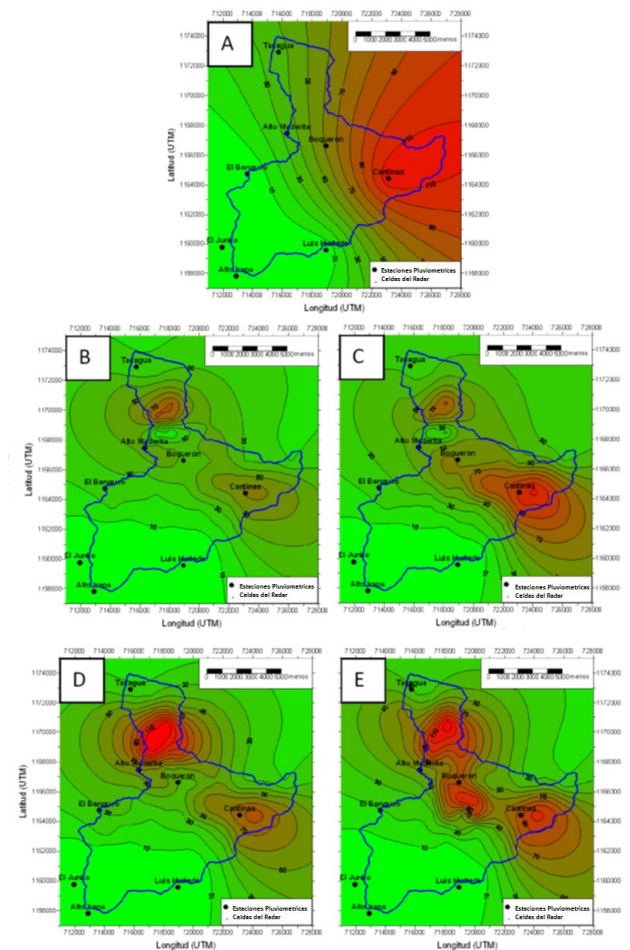


Figura 18. Distribución espacial de precipitaciones de la tormenta del 13 al 15 de agosto 2008 calculada mediante radar y pluviómetros (A: Estimada con pluviómetros y e interpolación Kriging, B: Radar SMH, C: Radar SMH_MFB, D: Radar CMH, E: Radar CMH_MFB)

Para mostrar el efecto que tienen las diferentes metodologías para el cálculo de la precipitación media sobre una cuenca, se estimó con los datos de superficie la precipitación media sobre la cuenca de Tacagua utilizando la media aritmética, los Polígonos de Thiessen, el inverso de la distancia al cuadrado y Kriging. Estos resultados son comparados con la precipitación media con los cuatro estimados por radar sobre Tacagua (tabla 4). Aquí se observa que el menor valor lo ofrece la media aritmética, el cual no es un método recomendado para zonas montañosas. Al aplicar polígonos de Thiessen, el inverso de la distancia al cuadrado y Kriging se obtienen resultados similares (42,7 mm en promedio). La precipitación media estimada con el radar sobre la cuenca varía desde 27,4 mm para Radar SMH hasta 41,7 mm con Radar CMH_MFB. Mostrando que el mejor método de estimación lo ofrece el método de Radar CMH_MFB.

Tabla 4. Precipitación media sobre la cuenca calculada con diferentes métodos para la tormenta del 13 al 15 de agosto 2008

Método de calculo	Precipitación (mm)
Media Aritmética*	31,1
Thiessen*	43,2
Inverso de la distancia al cuadrado*	41,2
Kriging*	43,8
Radar SMH	27,4
Radar SMH_MFB	37,8
Radar CMH	36,4
Radar CMH_MFB	41,7

*calculados en base a los registros en superficie

CONCLUSIONES

Se desarrolló una relación Z-R para el radar de Jeremba la cual se verificó para precipitaciones de tipo convectivo y resultó aceptable. Los resultados contradicen la posición de algunos autores de que no es fiable obtener EPR a partir de CAPPI de gran altitud y se demuestra que es posible obtener buenos EPR en nubes de gran desarrollo vertical aun cuando no se realicen correcciones por VPR.

Se ajustó y evaluó la EPR para el radar de Jeremba con la red de PREDERES y se verificó que existen movimientos horizontales en las gotas de agua que afectan los estimados radáricos. La inclusión de los movimientos horizontales por medio de un análisis de correlaciones con celdas vecinas introduce una mejora notable en los resultados.

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi agradecimiento a la presidencia del Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología en la figura del Ing. José Gregorio Sottolano, quien audazmente supo identificar el tema de radares como una herramienta fundamental para el pronóstico de tiempo severo y destinó los recursos necesarios para que esta investigación concluyera con éxito, Igualmente al valioso equipo técnico del INAMEH que sin su apoyo este trabajo no hubiese llegado a puerto.

A la Ing. Tania Gascón y al Prof. Freddy Pérez por su participación desinteresada en las discusiones que surgieron sobre este “nuevo” tema para los investigadores venezolanos.

REFERENCIAS

- ATLAS, D. & CHEMELA, A. C., 1957. Physical-synoptic variations of raindrop size parameters. *Amer. Meteor. Soc.*, pp. 21-29.
- BENT, A., 1943. Radar echoes from atmospheric phenomena. *Radiation Laboratory*, Issue 173, p. 20pp.
- BERNE, A., TEN HEGGELER, M., UIJLENHOET, R., DELOBBE, L., DIERICKX, PH., & DE WIT, M., 2005. A preliminary investigation of radar rainfall estimation in the Ardennes region and a first hydrological application for the Ourthe catchment. *Natural Hazards and Earth Systems Sciences*, Issue 5, pp. 267-274.
- BORGA, M., ANAGNOSTOU, E. & FRANK, E., 2000. On the use of real time radar rainfall estimates for flood prediction in mountainous basins. *J. Geophys. Res.*, pp. 2269-2280.
- BORGA, M., FRANK, E., MOORE, R. & H., A., 2002. Long-term assessment of bias adjustment in radar rainfall estimation. *Water Resour. Res.*, 38(2), pp. 1226-1236.
- BORGA, M. & TONELLI, F., 2000. Adjustment of range-dependent bias in radar rainfall estimates. *Phys. Chem. Earth*, Volume 25, pp. 909-914.
- BUDERI, R., 1996. *The Invention that Changed the World*. s.l.:Simon and chuster.
- FATORRELLI, R., CASALE, M. & BORGA, D. D. R., 1995. Integración de técnicas de radar y sensores remotos para la estimación de lluvias en aplicaciones hidrológicas y mitigación de riesgos de inundación. *La contribución Europea: Perspectivas y Expectativas.*, s.l.: Comisión

- Europea. Dirección XII para la ciencia, la investigación y el desarrollo.
- FUJIWARA, M., 1960. An analytical investigation of the variability of size distribution of raindrops in convective storms. s.l., Amer. Meteor. Soc., pp. 159-166.
- FUJIWARA, M., 1965. Raindrop-size distribution from individual storms. J. Atmos. Sci., Issue 22, pp. 585-591.
- HOSSAIN, F., ANAGNOSTOU, E., BORGA, M. & DINKU., T., 2004. Hydrological model sensitivity to parameter and radar rainfall estimation uncertainty. Hydrological Processes, 17(18), pp. 3277-3299.
- JEORGESON, J. & JULIEN, P., 2005. Peak flow forecasting with radar precipitation and the distributed model CASC2D.. 30(1), pp. 40-49.
- LAWS, J. O. & PEARSON, D., 1943. The relation of raindropsize to intensity. Trans. Amer. Geophys. Union, pp. 452-460.
- MÁRQUEZ, J. & VIÑOLAS, M., 2000. Parque fluvial del río Besós Supervisión del sistema de alerta hidrológica. Revista de Obras Públicas, Issue 3396, pp. 31-43.
- MARSHAL, J. S., LANGILLE, R. C. & PALMER, W. M., 1947. Measurement of rainfall by radar. J. Meteor., Issue 4, pp. 186-192.
- MARSHAL, J. S. & PALMER, W. M., 1948. The distribution of raindrops with size. J. Meteor., Issue 5, pp. 165-166.
- PEREIRA, F., MASSAMBANI, O., HALLAK, R. & KARAM, H., 2009. A hydrometeorological forecast system for the metropolitan area of Sao Paulo. [En línea] Available at: http://www.wmo.int/pages/prog/amp/pwsp/documents/Augusto_Sao_Paulo.pdf
- RINEHART, R., 2006. El Radar para los Meteorólogos. s.l.:Rinehart Publications.
- ROSENFELD, D., WOLFF, D. B. & AMITAI, E., 1993. The window probability matching method for rainfall measurements with radar. Journal of applied meteorology, Volume 33, pp. 682-693.
- TWOMEY, S., 1953. On the measurement of precipitation intensity by radar. J. Meteor., Issue 10, pp. 66-67.
- WHITON, R. C. *ET AL.*, 1998a. History of operational use of weather radar by U.S. weather services, Part I: The pre-NEXRAD era. Wea. Forecasting, Issue 13, p. 219 – 243.

