

Observando las precipitaciones en Lima con un radar meteorológico

Jairo Valdivia, Josep Prado, Yamina Silva y Danny Scipión
Instituto Geofísico del Perú

INTRODUCCIÓN

Tras “El Niño Costero 2017”, el IGP desarrolló el proyecto “Modelado hidrodinámico (lluvias, huacos y deslizamientos) en Chosica, Lima”, cuyo objetivo fue desarrollar una campaña de medición de lluvias usando un radar meteorológico para el modelado de lluvias y huacos en la cuenca del río Rímac. Este proyecto; que contó con la participación de 3 direcciones del IGP: Ciencias de la Atmósfera e Hidrosfera (CAH), Ciencias de Tierra la Sólida (CTS) y el Radio Observatorio de Jicamarca; fue financiado por el Fondo para Intervenciones ante la ocurrencia de Desastres Naturales (Fondes) del Instituto Nacional de Defensa Civil (Indeci).

Para desarrollar el proyecto, el IGP, mediante colaboración con el Centro de Investigaciones Avanzadas de Radar (ARRC, por sus siglas en inglés), de la Universidad de Oklahoma, rentó un radar de doble polarización de banda X (PX-1000) para que se instale en la parte media de la cuenca del río Rímac, desde donde se monitoreó la atmósfera y los eventos meteorológicos durante los primeros meses de 2018.

En el presente trabajo, mostraremos la metodología para cuantificar las lluvias a partir de los datos del radar PX-1000 usando la relación de Marshall y Palmer (1948).

CARACTERÍSTICAS DEL RADAR METEOROLÓGICO PX-1000

El radar meteorológico PX-1000 fue desarrollado por el ARRC de la Universidad de Oklahoma. Opera en la banda X a una frecuencia de 998 MHz, lo que lo hace sensible a precipitaciones y nubes con alto contenido de agua. Fue instalado específicamente a 55 km de la ciudad de Lima, en el Cerro Sucho (12.0° S, 76.5° W), provincia de Huarochirí y a 2910 msnm (Figura 1). Estuvo operativo desde el 26 de enero al 4 abril de 2018.

El radar PX-1000 tiene un alcance de un radio de 60 km a la redonda y fue configurado para realizar escaneos horizontales para elevaciones que van desde 0° a 20° sobre el plano horizontal. El PX-1000 permite cuantificar las precipitaciones y estudiar la estructura vertical de las tormentas, así como su origen y evolución.

MÉTODO PARA CUANTIFICAR LA LLUVIA CON UN RADAR METEOROLÓGICO

Los radares miden la potencia de retorno una onda electromagnética producida por un objetivo volumétricamente desagregado, como son las gotas de agua que se encuentran en las nubes, las cuales pueden representarse como:

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 r^4} \sum_{i=1}^n \sigma_i$$

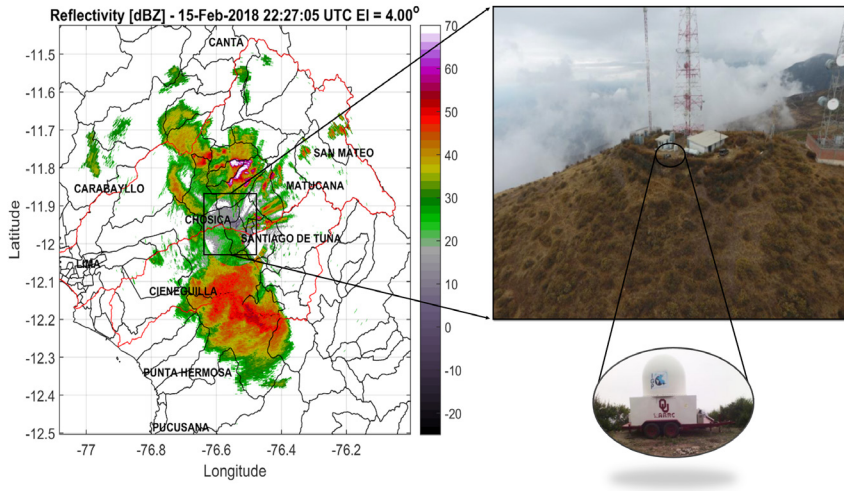


Figura 1. Ubicación del radar PX-1000 en el Cerro Sucho a 2910 msnm y 55 km de la ciudad de Lima.

Donde, P_t es la potencia transmitida por el radar, P_r es la potencia media de una serie de impulsos reflejados que llegan al receptor del radar, λ es la longitud de onda, G es una característica de la antena (llamada ganancia de la antena), r es el rango del objetivo y σ_r es la sección equivalente de retrodispersión, siendo n la cantidad de partículas disipadas por unidad de volumen. σ se mide en unidades de área, de tal forma que si asumimos que lo que estamos observando es perfectamente reflejante, podríamos medir el área de su sección transversal directamente. La eficiencia de un material para retornar la energía incidente se puede calcular resolviendo las ecuaciones de Maxwell. En la región Rayleigh (cuando $x = \pi D/\lambda < 0.2$, D es el diámetro), el cálculo de las secciones equivalentes se puede realizar de la siguiente forma (Gunn and East, 1954):

$$\sigma = \frac{\lambda^2}{\pi} x^6 |K_m|^2 = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_m|^2 D^6,$$

Donde $|K_m|^2$ representa el índice complejo de refracción, para el agua $|K_m|^2 \approx 0.93$. De tal forma que cuando observamos precipitación con un radar, en realidad medimos la suma de la sexta potencia de sus diámetros, el cual se llama factor de reflectividad y es representado con la letra Z :

$$Z = \sum_{i=1}^n D_i^6$$

Una de las técnicas más utilizadas para estimar la precipitación a partir de la potencia, es la relación de Marshall-Palmer (Marshall and Palmer, 1948), que utilizaremos en el presente trabajo y que vincula el factor de reflectividad del radar (Z) con la intensidad de lluvia (R):

$$Z = a \cdot R^b$$

Los valores a y b dependen de las características de la precipitación, por lo que son ajustadas empíricamente. Con el objetivo de mostrar el desempeño del PX-1000 en Lima, optimizamos la relación de Marshall-Palmer utilizando datos de precipitación de las estaciones meteorológicas ubicadas en Lima en el radio de influencia del radar. Expresamos R como un término dependiente de la reflectividad Z :

$$R(Z) = aZ^b$$

Los valores de a y b fueron hallados como la solución del mínimo error entre la precipitación obtenida con el radar y la precipitación de la estación meteorológica como referencia:

$$[a, b] = \arg \min_{\{a, b\}} \frac{1}{N_r} \sum_{i=1}^{N_r} (R(i) - \hat{R}(a, b))^2$$

Donde R expresa el valor medido por la estación, \hat{R} es la precipitación estimada dependiente de los parámetros a y b , mientras que N_r expresa la cantidad de datos.

RESULTADOS

Para calcular los valores más óptimos de a y b , utilizamos los datos de las estaciones meteorológicas de Chosica (-11.9298, -76.6897) y Santa Eulalia (-11.9200, -76.6667), pertenecientes a SENAMHI, del periodo febrero a marzo. Los valores hallados fueron de a y b , 0.001 y 0.678, respectivamente, con un error medio de 0.3 mm. Encontramos que el radar ve más eventos de precipitación de los que normalmente registran las

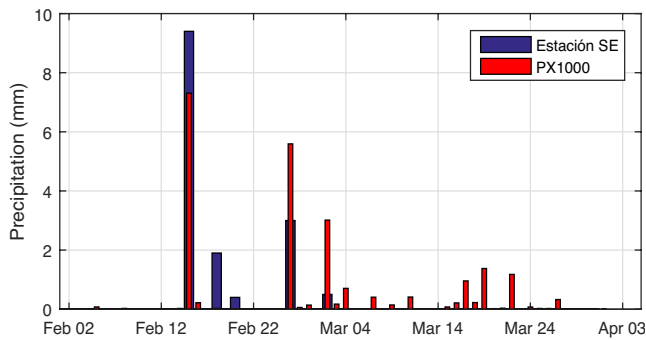


Figura 2. Precipitación diaria medida por la estación meteorológica de Chosica (barras azules) y el radar PX-1000 (barras rojas) en el año 2018.

estaciones, esto se puede observar especialmente cuando las precipitaciones son muy ligeras (Figura 2). Como era de esperarse, el radar brinda mejor información sobre la distribución espacial de la lluvia, que puede llegar a ser muy compleja. En la Figura 3 se muestra una comparación de la distribución espacial de lluvia para el día 11 de marzo de 2018, obtenida por el radar y la precipitación estimada por el algoritmo del Hydro-Estimador (Vicente, et al., 1998) del satélite GOES. Se puede observar que el Hydro-Estimador sobrestima excesivamente las precipitaciones, además, se puede ver una diferencia significativa en la resolución espacial que existe entre ambos.

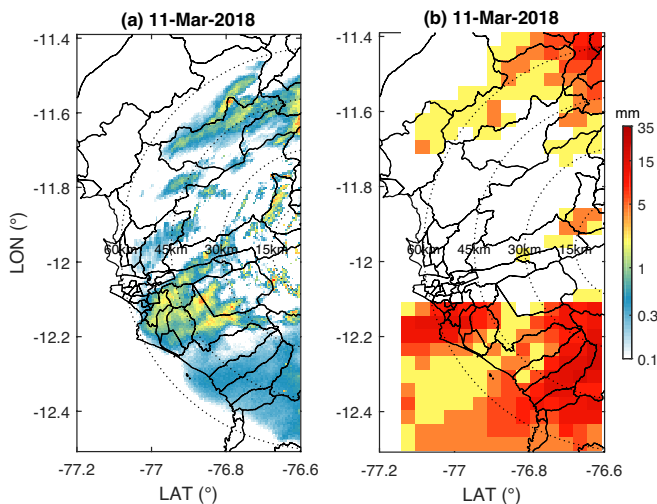


Figura 3. Precipitación acumulada para el día 11 de marzo, 2018. Obtenida por (a) PX-1000 y (b) Hydro-Estimador. Las circunferencias indican el rango del PX-1000.

CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO

En este artículo mostramos cómo se estima la precipitación con una radar, utilizando la relación de Marshall-Palmer, que relaciona el factor de reflectividad con la precipitación. El método no es perfecto debido a

que el factor de reflectividad depende más del tamaño de las gotas, que de su cantidad. Por lo que una buena estimación requiere conocer la distribución del tamaño de gotas de lluvia en la zona de estudio. Existen otros instrumentos, como los disdrómetros (Löffler-Mang and Joss, 2000) que nos ayudan con este objetivo.

A pesar que los radares proporcionan observación (directa) de la precipitación en alta resolución, su uso en hidrología no es tan extendido como uno esperaría. Los actuales retos son: estudios de validación, pronóstico de lluvias, estimaciones en topografía compleja, etc. (Berne and Krajewski, 2013).

Aún quedan muchas preguntas por responder, ¿cómo se forman las precipitaciones?, ¿cuál es su ciclo de vida?, ¿qué patrones influyen en su formación y cómo se alteran éstos en condiciones atmosféricas extremas, por ejemplo, durante El Niño?.

Analizar los datos de radar es un trabajo bastante arduo (ej. los datos ocupan mucho espacio de disco, existen muchos archivos, no están regularmente distanciados en el espacio ni tiempo, etc.), es por eso que el análisis de los mismos puede tomar bastante tiempo, y requiere amplios conocimientos sobre procesamiento de datos.

REFERENCIAS

Berne, A., and Krajewski, W. F. (2013). Radar for hydrology: Unfulfilled promise or unrecognized potential? *Advances in Water Resources*, 51, 357–366. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.05.005>

Gunn, R., and East, T. (1954). The microwave properties of precipitation particles. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 80(346), 522–545. <https://doi.org/10.1002/qj.49708034603>

Löffler-Mang, M., and Joss, J. (2000). An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17(2), 130–139. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2000\)017<0130:AODFMS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2000)017<0130:AODFMS>2.0.CO;2)

Marshall, J. S., and Palmer, W. M. (1948). The Distribution of Raindrops With Size. *Journal of Meteorology*, 5(4) (Shorter Contributions), 165–166.

Vicente, G. A., R. A. Scofield, and W. P. Menzel, 1998: The operational GOES infrared rainfall estimation technique. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 1883-1898. <https://www.star.nesdis.noaa.gov/>