

La microfísica de la lluvia

Y SUS EFECTOS EN LA VIGILANCIA METEOROLÓGICA

SERGI GONZÁLEZ HERRERO DT Cataluña, Agencia Estatal de Meteorología

Introducción

La estimación de la intensidad y acumulación de la lluvia durante un evento es uno de los mayores retos a la hora de predecir el tiempo. Sus implicaciones, además, son fundamentales para la protección civil, pues las inundaciones causan cada año cuantiosos daños materiales y personales. Por ello, la precipitación es un campo de estudio muy importante al que se dedican muchos recursos tanto en los servicios meteorológicos como en las universidades. La mayoría de estos estudios abordan la precipitación desde un punto de vista clásico.

El estudio clásico de la precipitación se centra en la distribución geográfica y/o temporal de la acumulación y/o intensidad de la precipitación. A diferencia de este, el estudio microfísico de la precipitación se centra en la estructura interna de la precipitación, en cómo se modifica dicha estructura y en los procesos físicos implicados. Esta puede presentar una gran variabilidad y por ello se han realizado muchos estudios alrededor del mundo para caracterizar la microfísica de la precipitación en distintos tipos de lluvias y en distintas zonas geográficas.

Distribución de los tamaños de las gotas

La estructura interna de la precipitación se describe a partir de la distribución de los tamaños de gota o DSD, del inglés *Drop Size Distribution*. La DSD se representa mediante un gráfico bidimensional (figura 1) en el que el eje de las abscisas corresponde al diámetro de las gotas de la lluvia, mientras que el eje de las coordenadas corresponde a la concentración de gotas que hay de cada tamaño, mostrado normalmente en escala logarítmica. Así se puede observar para un evento concreto de precipitación (ya sea un episodio completo o unos pocos segundos del episodio) que cantidad de gotas hay para cada tamaño.

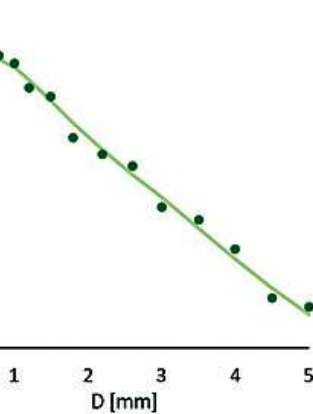


Figura 1. Ejemplo de distribución de tamaños de gota observados en un evento lluvioso y su ajuste en una función gamma.

Para simplificar la DSD, se puede ajustar a una función con una serie limitada de parámetros. Se han propuesto varias funciones para ello, entre las primeras, Marshall y Palmer (1948) propusieron que la precipitación seguía una función exponencial del tipo $N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D)$ donde D corresponde al diámetro de la gota, normalmente expresada en mm; $N(D)$ corresponde a la concentración de gotas de un determinado diámetro, normalmente expresado en $m^{-3} mm^{-1}$; N_0 es el parámetro de intercepción y Λ el parámetro de pendiente en un ajuste lineal usando la coordenada $N(D)$ en forma logarítmica. A medida que se obtuvieron más medidas de la lluvia, se observó que la concentración de gotas de tamaño muy pequeño

tendía a disminuir, por lo que se propuso una nueva función, la distribución gamma, para describir la DSD (Ulbrich, 1983). La distribución gamma toma la forma de $N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D)$, donde μ corresponde al parámetro de forma e indica como es el máximo relativo que se observa al inicio de la curva en la figura 1. Nótese que cuando μ es 0, la distribución se vuelve exponencial, por lo que la distribución gamma sería una generalización de la distribución propuesta por Marshall y Palmer.

A partir de la DSD se pueden calcular distintos parámetros de interés, por ejemplo, el diámetro medio y mediano de las gotas, el contenido de agua líquida, la intensidad de la lluvia o la reflectividad radar teórica de la lluvia. La modificación de la curva de la DSD nos indica además los procesos físicos que pueden estar ocurriendo (Rosenfeld y Ulbrich, 2003). La figura 2 muestra algunos ejemplos de ello.

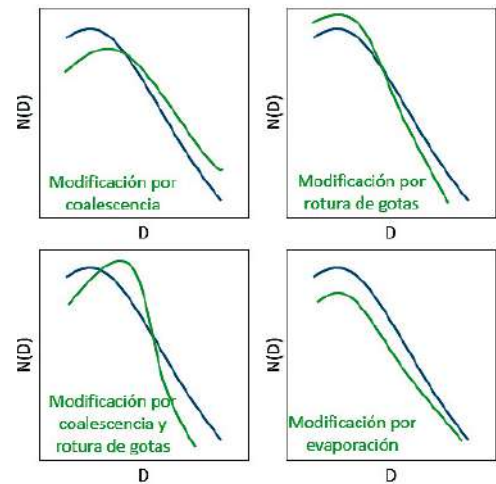


Figura 2. Ejemplos de modificación de la DSD según distintos procesos físicos. Adaptado de Rosenfeld y Ulbrich (2003)

Por ejemplo, la coalescencia reduce la cantidad de gotas pequeñas para crear otras más grandes, mientras que la rotura de las gotas, crea partículas más pequeñas a costa de disminuir las grandes. Los dos procesos en conjunto tienden a homogeneizar el tamaño de las gotas.

Tipos de lluvias según sus parámetros microfísicos

Pero comparar curvas es muy difícil, por lo que, para el estudio de la microfísica de la precipitación se simplifica cada evento lluvioso en dos parámetros: la intercepción generalizada que es una medida de la concentración de las gotas, y el diámetro medio de ellas. Con ello se puede crear un diagrama bidimensional D_0 - $\log N_w$ donde cada evento de precipitación, corresponde a un único punto (figura 3). Con ello, se obtiene un mapa de los tipos de lluvia existentes, que puede ser usado para un determinado territorio o incluso a nivel global, y al que se le pueden asociar los distintos procesos dominantes (Dolan *et al.*, 2019). En este diagrama la lluvia estratiforme y la lluvia convectiva quedan bastante bien separadas. Sin embargo, tanto la lluvia estratiforme como la convectiva no son homogéneas ya que existe una gran variedad de tipos de lluvia en función de los distintos tamaños de gotas y sus concentraciones:

La **lluvia estratiforme** se caracteriza por tamaños de gota relativamente pequeños y concentraciones bajas de gotas debido a las débiles corrientes ascendentes que forman las gotas. Por lo tanto,

se corresponde a los puntos más cercanos a la esquina inferior-izquierda del diagrama $\log N_w - D_0$. Estos puntos están asociados a intensidades de lluvia baja. Sin embargo, a pesar de ello, el tamaño medio de las gotas tiene una cierta variación en el rango de 0.5 a 2.5 mm. Este tamaño medio de un evento lluvioso viene determinado por las partículas de hielo primigenias y que se deshacen formando las gotas de lluvia finales (Rosenfeld y Ulbrich, 2003). Las pequeñas partículas de hielo formadas directamente por la deposición de vapor de agua generan tamaños muy pequeños de gota. Si a este proceso le siguen otros de agregación con otros cristales o gotas supercongeladas las gotas crecerán más a costa de disminuir las gotas pequeñas, obteniendo tamaños moderados y concentraciones muy bajas.

La **lluvia convectiva**, al contrario de la anterior, se caracteriza por intensidades altas de precipitación. Sin embargo, existe una gran variedad de lluvias convectivas con un amplio rango de tamaños y concentraciones de gotas. En nuestras latitudes solemos pensar en la lluvia convectiva como aquella procedente de tormentas que alcanzan la tropopausa, donde las gotas de lluvia se forman mediante procesos de fusión de partículas grandes de hielo y granizo. Estos procesos producen una baja concentración de gotas de tamaño muy grande. Sin embargo, en latitudes más bajas dominan los procesos de lluvia cálida donde las gotas son, en general, más pequeñas. Esto ocurre especialmente en la convección marítima y en la lluvia forzada por la orografía por debajo del nivel de congelación. En estas zonas, los procesos microfísicos están dominados por el crecimiento por colisión y coalescencia de las gotas en nubes con gran contenido de agua líquida y con menos desarrollo vertical, en la fase cálida de la nube. Estas lluvias presentan un tamaño medio de gota muy pequeño y una concentración de gotas muy alta. A pesar de su escaso tamaño de gota y la débil convección, la intensidad de la lluvia cálida o la generada por forzamiento orográfico puede ser del mismo orden de magnitud que en lluvias convectivas con gran desarrollo vertical. Aunque las tenemos menos presentes, este tipo de lluvias son relativamente comunes en la vertiente mediterránea de la península ibérica a finales del verano y en otoño. A pesar de que se han descrito los dos extremos de la convección, entre un tipo y otro existe en realidad un espectro continuo de tipologías de lluvia formados por procesos mixtos.

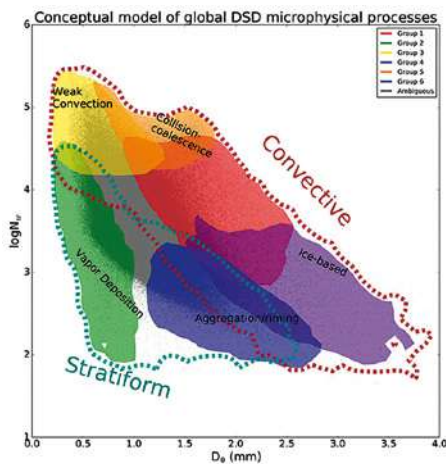


Figura 3. Distribución mundial de precipitación en el diagrama $D_0 - \log N_w$ y modelo conceptual de los procesos microfísicos dominantes en cada región. Fuente: Dolan et al. 2019

La DSD tiene profundas implicaciones en la vigilancia meteorológica, específicamente en la vigilancia mediante radar. El factor de reflectividad radar Z depende del número y del tamaño de las partículas reflectantes, en el caso que nos ocupa las gotas de lluvia, y se puede describir mediante la siguiente fórmula

$$Z = \int_0^{\infty} N(D) D^6 dD,$$

que se suele convertir a escala logarítmica en unidades de dBZ. La reflectividad radar se usa a menudo para estimar la intensidad de precipitación, ya sea acudiendo al ojo experto de un predictor o a relaciones empíricas en la forma $Z = aR^b$ cuyos parámetros se calculan a partir de campañas experimentales. La más conocida y usada de estas relaciones empíricas o relaciones Z-R es la desarrollada por Marshall y Palmer en 1948 en la región de Ottawa (Canadá) usando una función exponencial para describir la DSD. Esta relación, establecida como $Z = 200R^{1.6}$, refleja el cambio de pendiente de la DSD de la precipitación a medida que la intensidad de la precipitación aumenta y funciona muy bien con lluvias estratiformes en latitudes medias, pero no resuelve correctamente ni la convección, especialmente allí donde hay granizo, ni la nieve. En estos casos, y en ausencia de algoritmos más sofisticados, el predictor confía más en su experiencia para estimar la intensidad de la precipitación.

Si el lector se fija en la expresión del factor de reflectividad radar, Z crece linealmente con la concentración de gotas. Sin embargo, el diámetro de la gota está elevado a la sexta potencia. En cambio, la intensidad de la lluvia crece linealmente con la concentración de gotas pero el factor del diámetro está elevado a la tercera potencia. Por lo tanto, una gran cantidad de gotas muy pequeñas generarán mucha menos reflectividad radar que una pequeña cantidad de gotas grandes, a pesar de que ambas lluvias posean la misma intensidad. Como hemos visto en la sección anterior, los tipos de lluvias convectivas pueden ser muy distintos. Por ello, las lluvias convectivas con grandes gotas basadas en la fusión del hielo, y desarrolladas a partir de tormentas con un profundo desarrollo mostrarán reflectividades mucho mayores en relación a su intensidad. Sin embargo, las lluvias convectivas de tipo cálido basadas en procesos de colisión y coalescencia que generan gotas de lluvia muy pequeñas mostrarán reflectividades mucho menores en comparación con la intensidad de lluvia esperada. Este último caso es el más peligroso: lluvias que pueden producir grandes inundaciones pueden pasar desapercibidas como lluvias débiles estratiformes. Además estas lluvias suelen presentar escaso aparato eléctrico que puede ahondar aún más en la confusión con lluvias menos intensas. En estos casos, el ojo experto de un predictor bien formado es fundamental para alertar a la población.

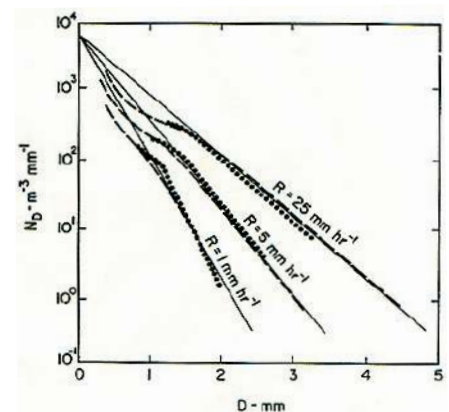


Figura 4. Distribución exponencial de la precipitación para distintas intensidades de lluvia. Fuente: Marshall y Palmer, 1948.

Referencias

- Dolan, B., Fuchs, B., Rutledge, S. A., Barnes, E. A., & Thompson, E. J. (2018). Primary modes of global drop size distributions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 75(5), 1453-1476.
- Marshall, J. S., & Palmer, W. M. K. (1948). The distribution of raindrops with size. *Journal of meteorology*, 5(4), 165-166
- Rosenfeld, D., & Ulbrich, C. W. (2003). Cloud microphysical properties, processes, and rainfall estimation opportunities. In *Radar and Atmospheric Science: A Collection of Essays in Honor of David Atlas* (pp. 237-258). American Meteorological Society, Boston, MA.
- Ulbrich, C. W. (1983). Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *Journal of climate and applied meteorology*, 22(10), 1764-1775.