



Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Universidad del Perú. Decana de América

Facultad de Ciencias Físicas

Escuela Profesional de Física

**Evaluación de los algoritmos del GPM para estimar los
parámetros DSD usando múltiples observaciones in
situ sobre el Observatorio de Huancayo, Junín-Perú**

TESIS

Para optar el Título Profesional de Licenciado en Física

AUTOR

Carlos Manuel DEL CASTILLO VELARDE

ASESORES

Dr. Shailendra KUMAR

Mg. Octavio FASHE RAYMUNDO

Lima, Perú

2019



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

Referencia bibliográfica

Del Castillo, C. (2019). *Evaluación de los algoritmos del GPM para estimar los parámetros DSD usando múltiples observaciones in situ sobre el Observatorio de Huancayo, Junín-Perú*. Tesis para optar el título profesional de Licenciado en Física. Escuela Profesional de Física, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú.



Universidad Nacional Mayor de San Marcos
Universidad del Perú. Decana de América

Vicerrectorado de Investigación y Posgrado
Dirección General de Biblioteca y Publicaciones

Dirección del Sistema de Bibliotecas y Biblioteca Central

"Año de la lucha contra la corrupción y la impunidad"



Hoja de metadatos complementarios

Código ORCID del autor (dato opcional):

Código ORCID del asesor o asesores (dato obligatorio): 0000-0002-1442-7967
0000-0002-6743-7800

DNI del autor: 71894342

Grupo de investigación: - - -

Institución que financia parcial o totalmente la investigación: Instituto Geofísico del Perú
(IGP)

Ubicación geográfica donde se desarrolló la investigación. Debe incluir
localidades y/o coordenadas geográficas: Dentro del valle del río Mantaro ubicado en
el departamento de Junín, Perú en las
coordenadas 12.04° S, 75.3° O

Año o rango de años que la investigación abarcó: 2017-2018



Universidad Nacional Mayor de San Marcos
Universidad del Perú. Decana de América

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

ESCUELA PROFESIONAL DE FÍSICA

ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE LICENCIADO EN FÍSICA

Siendo las 11:00 horas del lunes 16 de diciembre del 2019, en el Salón de Grados de la Facultad de Ciencias Físicas (Auditorio 109), bajo la Presidencia del Mg. Juan Neil Mendoza Nolorbe (Presidente), Lic. José Carlos Eche Llenque (Miembro), Dr. Shailendra Kumar (Asesor), Mg. Octavio Fashé Raymundo (Co-Asesor) y, el Lic. Arnulfo Guillen Guevara (Suplente), se dio inicio a la Sesión Pública de Sustentación de Tesis para la Licenciatura en Física, mediante la Modalidad M1, del Bachiller:

DEL CASTILLO VELARDE, CARLOS MANUEL

Dando lectura al Resumen del Expediente, el Presidente del Jurado, invitó al Bachiller Del Castillo Velarde, Carlos Manuel a realizar una exposición de Trabajo de Tesis titulada: "Evaluación de los algoritmos del GPM para estimar los parámetros DSD usando múltiples observaciones in situ sobre el Observatorio de Huancayo, Junín - Perú".

Concluida la exposición del candidato y luego de las preguntas de rigor por parte del Jurado, el Presidente, invitó al Bachiller y al público a abandonar momentáneamente la Sala de Sesión, para dar paso a la deliberación y calificación por parte del Jurado.

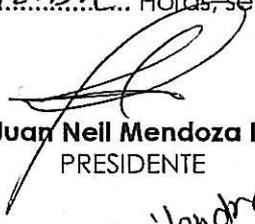
Al término de la deliberación del Jurado el Mg. Juan Neil Mendoza Nolorbe, invitó al candidato y al público a pasar a la Sala de Sesión, para dar lectura al resultado de la deliberación. Ha obtenido la calificación de:


(MENCIÓN)

..... 18
(NÚMERO)

..... dieciocho
(LETRAS)

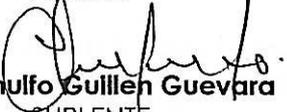
Finalmente, el Presidente del Jurado, propone al consejo de la Facultad que se le declare Licenciado en Física al Bachiller Del Castillo Velarde, Carlos Manuel. Siendo las.....12:15h..... Horas, se levanta la Sesión.


Mg. Juan Neil Mendoza Nolorbe
PRESIDENTE


Lic. José Carlos Eche Llenque
MIEMBRO


Dr. Shailendra Kumar
ASESOR


Mg. Octavio Fashé Raymundo
CO-ASESOR


Lic. Arnulfo Guillen Guevara
SUPLENTE

Asesores:

Asesor Dr. Shailendra Kumar

Co-Asesor Mg. Octavio Fashe Raymundo

Dedicatoria

A todas las personas que me han apoyado y han hecho que el trabajo se realice con éxito en especial a aquellos que nos abrieron las puertas y compartieron sus conocimientos.

Agradecimientos

Especiales agradecimientos para la Dra. Yamina Silva por darme la oportunidad de ser parte del proyecto Magnet, al Dr Shailendra Kumar por la orientación brindada para que la investigación pueda realizarse y mis compañeros del IGP que me ayudaron a adquirir nuevos conocimientos y mejorar mis habilidades.

Este trabajo se desarrolló en el marco del proyecto Magnet del IGP “Fortalecimiento de la línea de investigación en física y microfísica de la atmosfera”, financiado por el Fondo Nacional de Desarrollo Científico, Tecnológico y de Innovación Tecnológica-FONDECYT del CONCYTEC (Convenio N° 010-2017-FONDECYT).

Resumen

La cuenca del Mantaro está ubicada en el centro de Perú y es un área compleja para estudiar diversos fenómenos atmosféricos, que son causados principalmente por su compleja orografía. Otros factores, como la condición sinóptica, el transporte de humedad, la dirección y fuerza del viento, dan como resultado una distribución compleja de las precipitaciones durante el monzón austral de verano. Monitorear las precipitaciones requiere una densa red de estaciones meteorológicas que permitan observar estos patrones espaciales. En el caso de la cuenca del Mantaro, las estaciones son limitadas, por lo que es necesario utilizar otras formas de recopilación de datos. Por tal motivo se recurre al radar de precipitación (PR) abordo del Global Precipitation Measurement (GPM) el cual nos permite observar la precipitación en una estructura 3D. En esta investigación se evalúan los algoritmos que emplea el satélite GPM para determinar los parámetros D_m y N_w que parametrizan la distribución del tamaño de gotas (DSD), por ello a partir de datos in situ del radar MIRA35c y disdrómetro óptico PARSIVEL² y con ayuda del método de la matriz T se calculó las secciones eficaces de dispersión de una gota para simular las mediciones de reflectividad en las bandas Ku y Ka que luego se emplearon en los algoritmos single frequency (SF) y dual frequency (DF) y a su vez compararlos con los parámetros del DSD determinados experimentalmente.

Se determinó que el algoritmo SF presento mejor correlación de los parámetros D_m y N_w alcanzando 0.95 y 0.94 superando los 0.94 y 0.84 del algoritmo DF respectivamente. a su vez el algoritmo SF presento un mejor rendimiento de los parámetros D_m y N_w para intensidades de lluvia menores a 2 mm/h y mayores a 8 mm/h por otro lado el algoritmo DF destaco en intensidades entre 2 y 8 mm/h.

Palabras clave: Distribución de gotas, método de la matriz T, single frequency, dual frequency, GPM, PARSIVEL, MIRA35C

Abstract

The Mantaro basin is located in the center of Peru and is a complex area to study various atmospheric phenomena, which are mainly caused by its complex orography. Other factors, such as the synoptic condition, moisture transport, wind direction and force, result in a complex distribution of rainfall during the southern summer monsoon. Monitoring rainfall requires a dense network of weather stations that allow observing these spatial patterns. In the case of the Mantaro basin, the stations are limited, so it is necessary to use other forms of data collection. For this reason, the precipitation radar (PR) on the Global Precipitation Measurement (GPM) is used, which allows us to observe the precipitation in a 3D structure. In this investigation, the algorithms used by the GPM satellite are evaluated to determine the parameters D_m and N_w that parameterize the distribution of the droplet size (DSD), for this reason from in-situ data of the MIRA35c radar and PARSIVEL2 optical disdrometer and with the help of The T-matrix method calculated the scattering cross-section of a drop to simulate the reflectivity measurements in the Ku and Ka bands that were then used in the single frequency (SF) and dual frequency (DF) algorithms and at the same time compare them with DSD parameters determined experimentally.

It was determined that the SF algorithm had a better correlation of the parameters D_m and N_w reaching 0.95 and 0.94 exceeding 0.94 and 0.84 of the DF algorithm respectively. In turn, the SF algorithm showed a better performance of the parameters D_m and N_w for rainfall intensities less than 2 mm / h and greater than 8 mm / h. On the other hand, the DF algorithm stood out at intensities between 2 and 8 mm / h.

Keywords: Drop distribution, matrix T method, single frequency, dual frequency, GPM, PARSIVEL, MIRA35C

Índice

1. INTRODUCCIÓN	5
1.1. Antecedentes	5
1.2. Planteamiento del problema.....	6
1.3. Objetivo general	7
1.4. Objetivo específico	7
1.5. Hipótesis.....	7
1.6. Área de estudio	8
2. FUNDAMENTO TEÓRICO.....	10
2.1. Espectro electromagnético y las ecuaciones de maxwell.....	10
2.2. Dispersión	11
2.2.1. Matriz de amplitud	12
2.2.2. Sección eficaz de dispersión y extinción	13
2.2.3. Dispersión de Mie y Rayleigh.....	14
2.2.4. Método de la Matriz T	16
2.3. Sistema de Radar	18
2.3.1. Ecuación del radar	19
2.3.2. Reflectividad del radar y atenuación específica	20
2.4. Distribución de tamaño de gotas.....	21
2.4.1. Distribución exponencial	21
2.4.2. Distribución Gamma.....	22
2.4.3. Parámetros integrados al DSD.....	24
2.4.4. Algoritmos SF y DF.....	25
2.5. Tipos de precipitación.....	26
3. INSTRUMENTACIÓN	28
3.1. Satélite GPM-DPR	28
3.2. Disdrómetro óptico.....	30
3.3. Radar mira 35c.....	33
4. DATOS Y METODOLOGÍA.....	35
4.1. Datos.....	35
4.1.1. Datos GPM-DPR.....	35
4.1.2. Datos Radar MIRA35C	35
4.1.3. Datos Disdrómetro óptico.....	36

4.1.4. Datos de pluviómetro	36
4.2. Metodología	37
4.2.1. Control de calidad	37
4.2.2. Secciones eficaces del método de la matriz T.....	37
4.2.3. Simulación de reflectividad y atenuación equivalente	38
4.2.4. Clasificación de píxeles	38
5. RESULTADOS Y DISCUSIONES.....	40
5.1. Filtro de datos.....	40
5.2. Algoritmos SF y DF.....	41
5.3. Influencia del parámetro de forma.....	48
5.3. Intercomparación de los parámetros DSD.....	55
6. CONCLUSIONES.....	59
BIBLIOGRAFÍA.....	61

Índice de Figuras

<i>Fig. 1.1</i> Área de recolección de datos del disdrometro PARSIVEL y radar MIRA35c localizado en la estación LAMAR (Laboratorio de Microfísica Atmosférica y Radiación) ubicada dentro la cuenca del Mantaro. Datos del GPM seleccionados dentro de la región cuadrada de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ alrededor de la estación LAMAR.....	8
<i>Fig. 1.2</i> Mapa de la distribución de alturas en la cuenca del Mantaro (línea negra). Estación LAMAR (punto rojo).	9
<i>Fig. 2.1</i> Trayectos de la dispersión, refracción y difracción sobre la superficie curvada de la tierra.	11
<i>Fig. 2.2</i> Principales modelos DSD. Recuperado de https://arcc.ou.edu/~guzhang/Polarimetry/retrieval.htm	22
<i>Fig. 2.3</i> Ejemplo de la distribución gamma para distintos valores de μ . Recuperado de https://arcc.ou.edu/~guzhang/Polarimetry/retrieval.htm	23
<i>Fig. 2.4</i> Reflectividad característica para nubes convectivas.	26
<i>Fig. 2.5</i> Reflectividad característica para nubes estratiformes.....	27
<i>Fig. 3.1</i> Red de satélites del proyecto GPM, recuperado de https://pmm.nasa.gov/GPM	28
<i>Fig. 3.2</i> Distribución de píxeles para los modos NS, MS, HS, modificado de GPM-DPR level 2 algorithm theoretical basis document.....	29
<i>Fig. 3.3</i> Esquema del funcionamiento del disdrómetro óptico. Fuente: OTT Parsivel manual .	31

Fig. 3.4 Variación de voltaje según el tamaño de partículas. (a) Partículas pequeñas y grandes, (b) señal de salida del sensor, (c) señal invertida, amplificada y filtrada. Fuente: Löffler-Mang & Joss, 2000.....	31
Fig. 3.5 Disdrómetro óptico ubicado en el Laboratorio de Microfísica Atmosférica y Radiación LAMAR del Observatorio de Huancayo (Villalobos, 2016).	32
Fig. 3.6 Radar MIRA35C ubicado en el Laboratorio de Microfísica Atmosférica y Radiación LAMAR del Observatorio de Huancayo.	34
Fig. 4.1 Estructura de datos del modo NS. Modificado de File Specification 2ADPR.	36
Fig. 4.2 Eficiencia de retro-dispersión en las bandas Ku y Ka con relación de ejes de Tokay et al. 2014.....	38
Fig. 4.3 Diagrama de la metodología usada para la comparación del DSD.....	39
Fig. 5.1 Comparación de la lluvia acumulada de cada evento identificado obtenido del disdrómetro (izquierda), radar (derecha) y pluviómetro.....	40
Fig. 5.2 Comparación de la distribución de probabilidad normalizada para deferente tipos de instrumentos sobre el área de estudio durante el periodo DJFM 2017-2018. Datos de disdrómetro y radar $RR < 0.5$ mm/h y $D_m < 1$ mm fueron descartados del análisis.	41
Fig. 5.3 Gráfico de dispersión de k / Z_h (fila superior) y DFR (fila inferior) para Disdrometro (izquierda) y radar (derecha) sin aplicar la restricción de μ (puntos azules) y aplicando $\mu = 3$ (puntos rojos). La línea negra es la curva de ajuste para $\mu = 3$. El color representa la densidad de muestras.	43
Fig. 5.4 Correlación entre los valores observados y derivados del disdrómetro usando el algoritmo SF (izquierda) y algoritmo DF (derecha). El color representa la densidad de muestras.	44
Fig. 5.5 Correlación entre los valores observados y derivados del radar usando el algoritmo SF (izquierda) y algoritmo DF (derecha). El color representa la densidad de muestras.....	45
Fig. 5.6 Comparación de los promedio de D_m y N_w en diferentes intervalos de intensidad usando datos disdrometro. Fila superior algoritmo SF y fila inferior algoritmo DF. Valores observados son representados por la línea roja y los derivados por la línea azul.....	47
Fig. 5.7 Igual que la figura 5.6 pero usando datos de radar.....	48
Fig. 5.8 Gráfico de dispersión de k / Z_h (fila superior) y DFR (fila inferior) para Disdrometro (izquierda) y radar (derecha) sin aplicar la restricción de μ (puntos azules). Las líneas de colores corresponden a diferentes valores de μ . El color representa la densidad de muestras.	50
Fig. 5.9 Comparación de los promedio de D_m y N_w en diferentes intervalos de intensidad usando datos de disdrómetro. Fila superior algoritmo SF y fila inferior algoritmo DF. Valores observados son representados por la línea roja y los derivados usando distintos valores de μ por las líneas de colores.	50

Fig. 5.10 Igual que la figura 5.9 pero usando datos de radar.....	51
Fig. 5.11 Espectros promedios del DSD observados (línea negra) y derivados (colores) usando el algoritmo SF para distintos valores de μ e intensidad de lluvia. Datos de disdrómetro.....	53
Fig. 5.12 Igual que la figura 5.11 pero usando el algoritmo DF.	53
Fig. 5.13 Espectros promedios del DSD observados (línea negra) y derivados (colores) usando el algoritmo SF para distintos valores de μ e intensidad de lluvia. Datos de radar.	54
Fig. 5.14 Igual que la figura 5.13 pero usando el algoritmo DF.	54
Fig. 5.15 Promedios de D_m y N_w obtenidos del GPM en distintas zonas. Zona 1 = -75.8 -75.3 -12.54 -12.04; zona 2 = -75.8 -75.3 -12.04 - 11.54; Zona 3 = -75.3 -74.8 -12.54 - 12.04; zona 4 = -75.3 -74.8 -12.04 -11.54; zona 5 = -75.55 -75.05 -12.29 -11.79.	55
Fig. 5.16 Promedios de D_m y N_w derivados del algoritmo SF en diferentes intervalos de intensidad usando múltiples instrumentos.	56
Fig. 5.17 Igual que la figura 5.16 pero usando el algoritmo DF.	57
Fig. 5.18 Tendencia entre N_w y D_m para los algoritmos SF (Izquierda) y DF (derecha) usando múltiples instrumentos. El color representa la densidad de datos.	58

Índice de Tablas

Tabla 2.1 Constantes de los Parámetros integrados al DSD	24
Tabla 3.1 Especificaciones del radar DPR.....	30
Tabla 3.2 Especificaciones Parsivel ²	33
Tabla 3.3 Especificaciones del radar Mira35C.....	34
Tabla 5.1 RMS en varios intervalos de k / Zh y DFR.....	43
Tabla 5.2 RMS en varios intervalos de k / Zh y DFR.....	46

CAPÍTULO

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Antecedentes

En las últimas décadas se ha observado un interés en desarrollar programas espaciales para el monitoreo tanto de los fenómenos atmosféricos como de la cobertura terrestre, principalmente motivado por las ventajas que proporciona la teledetección, la extensa cobertura espacial permite la observación a escala global e inclusive a escala regional con una frecuencia relativamente alta en la recolección de datos. Las primeras pruebas de estas nuevas tecnologías comenzaron en la década de los años 60 con el lanzamiento del satélite TIROS-I (Television Infrared Observation Satellites), uno de los primeros satélites meteorológicos puestos en órbita satisfactoriamente, con sus primeras imágenes captadas con cámaras de televisión infrarrojas de los sistemas de nubes y formaciones de espirales asociadas a las grandes tormentas demostraron su increíble valor para los meteorólogos. La implementación de radares para fines meteorológicos remonta desde la segunda guerra mundial donde los operadores de radares notaron ruido de fondo que eran causados por los ecos de retorno de los elementos meteorológicos (lluvia, nieve, granizo, etc.). Años después mediante la constante evolución de sensores a bordo de los satélites se introduce los sistemas de radar a finales de los años 70 con el satélite SEASAT.

En el año 1997, la NASA en colaboración con *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA) lanzan el satélite de precipitación *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) teniendo entre sus principales características tenemos el radar de precipitación PR, el primer instrumento en proporcionar la estructura tridimensional de las tormentas y precipitaciones, permitiendo conocer las intensidades, distribuciones y tipos lluvias. Además, cuenta con órbita no sincronizada al sol mejorando las mediciones a tiempo real al ser capaz de tomar múltiples mediciones al día a su vez, también proporciona una base para combinar la información de las precipitaciones con otros satélites. Bajo este concepto en el año 2014 se lanza el satélite *Global Precipitation Measurement* (GPM) como parte de la misión del mismo nombre teniendo como objetivo de crear una red internacional de satélites teniendo como núcleo el GPM-core equipado con el primer

radar de precipitación en usar frecuencia dual (DPR) y un generador de imágenes microondas multicanal (GMI). A diferencia de su antecesor, el GPM alcanza latitudes más altas siguiendo el mismo tipo de órbita no sincronizada al sol y la capacidad de registrar lluvias ligeras, precipitación sólida y los parámetros de distribución de tamaño de gotas (DSD).

El ciclo hidrológico es un proceso fundamental en nuestro planeta en el sentido que asegura la disponibilidad de agua a todos los organismos vivos, además regular los patrones climáticos. Entre todos los componentes que conforman el ciclo hidrológico, la precipitación es considerada como el componente fundamental al ser el principal proveedor de agua fresca ya sea para actividad humana o para consumo. La agricultura es la más propensa a las variaciones de precipitación causando impactos directos e indirectos en la actividad económica y social (Villalobos Puma, 2016), en el enfoque físico la precipitación es clave para la circulación atmosférica mediante la liberación de calor latente (Michaelides et al., 2009). La distribución del tamaño de gotas provee información a nivel microfísico y por medio de la caracterización del DSD es posible determinar el tipo de nube y de los procesos que se desarrollan dentro de esta además de un buen estimador de la precipitación.

Existen trabajos previos donde ya se empieza a estudiar métodos alternativos para estudiar y mejorar la estimación de la precipitación, como el de (Martínez-Castro et al., 2019), en su artículo mide el impacto de las parametrizaciones de nubes en las lluvias convectivas en los Andes centrales aplicados en el en simulaciones de WRF-ARW. A su vez, trabajos en estado de revisión en los que estamos trabajando también exploran las características de las lluvias en esta región.

1.2. Planteamiento del problema

La cuenca del Mantaro está ubicada en el centro de Perú y en un área compleja para estudiar los diversos fenómenos atmosféricos, que son causados principalmente por su compleja orografía. Otros factores, como la condición sinóptica, el transporte de humedad, la dirección y fuerza del viento, dan como resultado una distribución compleja de las precipitaciones durante el monzón austral de verano. Monitorear las precipitaciones requiere una densa red de estaciones meteorológicas que permitan observar estos patrones espaciales. En el caso de la cuenca del Mantaro, las estaciones

son limitadas, por lo que es necesario utilizar otras formas de recopilación de datos. Por tal motivo se recurre al radar de precipitación (PR) abordo del GPM. Actualmente el GPM estima la precipitación mediante la distribución del tamaño de gotas que es parametrizada por 2 parámetros, la concentración de gotas y el diámetro medio. Estos parámetros proporcionan toda la información necesaria para entender los procesos microfísicos y dinámicos en las nubes y como afecta en la formación de partículas de precipitación (Harikumar, 2016), para calcularlos el GPM emplea los algoritmos SF y DF los cuales aplican ciertas asunciones, esto implicaría que los parámetros DSD no representen correctamente estos procesos, resultando en mediciones imprecisas de las intensidades de lluvia.

1.3. Objetivo general

- Analizar los parámetros DSD obtenidos de múltiples instrumentos ubicados en el Observatorio de Huancayo y evaluar los algoritmos del GPM para tratar de determinar cuáles son los factores que influyen en la sobrestimación o subestimación de las precipitaciones por parte de este.

1.4. Objetivo específico

- Identificar el algoritmo con mayor correlación de los parámetros DSD en la zona de estudio.
- Determinar los factores que influyen en la estimación de los parámetros DSD para los algoritmos SF y DF.
- Determinar la Variabilidad del DSD

1.5. Hipótesis

En los algoritmos que emplea el GPM clasifica las lluvias en estratiforme, convectiva y otras. Cada tipo de lluvia tendrá su reflectividad característica que ayudará a identificar regiones en el perfil vertical e identificar el tipo de partícula ya sea líquida, sólida y mixta. La clasificación de lluvias orográficas, comunes en regiones montañosas como son los andes, no está del todo implementada. Adicionalmente también se puede considerar una fuente de error el fijar el parámetro de forma de la distribución gamma $\mu=3$ no necesariamente siendo el más óptimo para esta región. La validación de los

algoritmos SF y DF en terrenos complejos es escaso por lo que este tipo de estudios nos permite determinar los factores que influyen en la estimación de la precipitación.

1.6. Área de estudio

El área de estudio se ubica en los Andes Centrales del Perú localizado en el valle del río Mantaro en el departamento de Junín, entre las latitudes de 11,5°S y 12,5°S y longitudes 75,5°W y 75°W, dentro del valle a 12.04° S, 75.3° O se encuentra el Laboratorio de Microfísica Atmosférica y Radiación – LAMAR, el Observatorio de Huancayo perteneciente al Instituto Geofísico del Perú a una altura promedio de 3350 msnm. Un territorio atractivo para realizar estudios ambientales, debido a la ocurrencia de eventos meteorológicos extremos, como lluvias intensas, heladas, granizadas, etc. (Villalobos Puma, 2016). La ocurrencia de estos eventos influye de manera negativa en la economía, siendo su principal fuente económica la agricultura. Por otro lado, las intensas lluvias benefician a las centrales hidroeléctricas siendo capaces de brindar electricidad cerca del 35% de la demanda nacional (Silva et al., 2006)

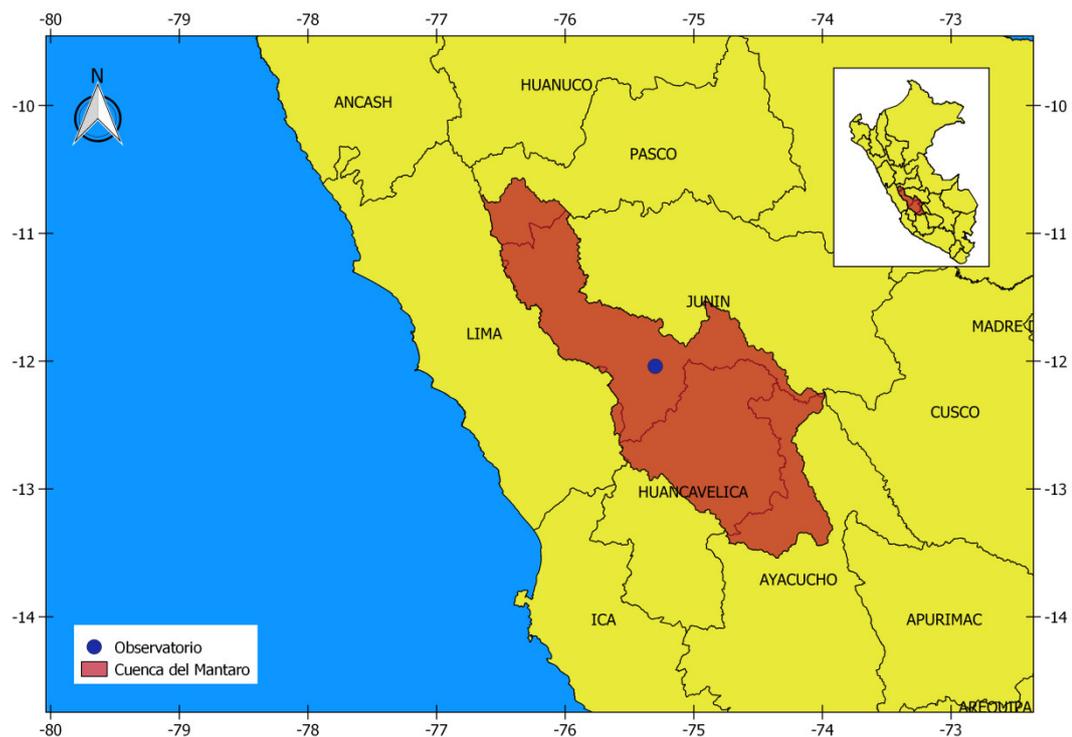


Fig. 1.1 Área de recolección de datos del disdrometro PARSIVEL y radar MIRA35c localizado en la estación LAMAR (Laboratorio de Microfísica Atmosférica y Radiación) ubicada dentro la cuenca del Mantaro. Datos del GPM seleccionados dentro de la región cuadrada de 1°x1° alrededor de la estación LAMAR.

Las precipitaciones sobre la cuenta del Mantaro ocurren debido a las interacciones entre los flujos provenientes del pacífico y del amazonas en sus diferentes niveles, los cuales a su vez son regulados por la compleja topografía de los andes. Las precipitaciones orográficas son formadas por las masas de aire húmedo enfriadas al ascender por causa de un obstáculo en el terreno. Gran parte de la cuenta del Mantaro se encuentra sobre los 4000 metros de altura con algunas zonas sobre los 3000 metros de altura entre ellas se encuentra el valle del Mantaro (Fig.2), por tal motivo las lluvias orográficas son comunes en esta región.

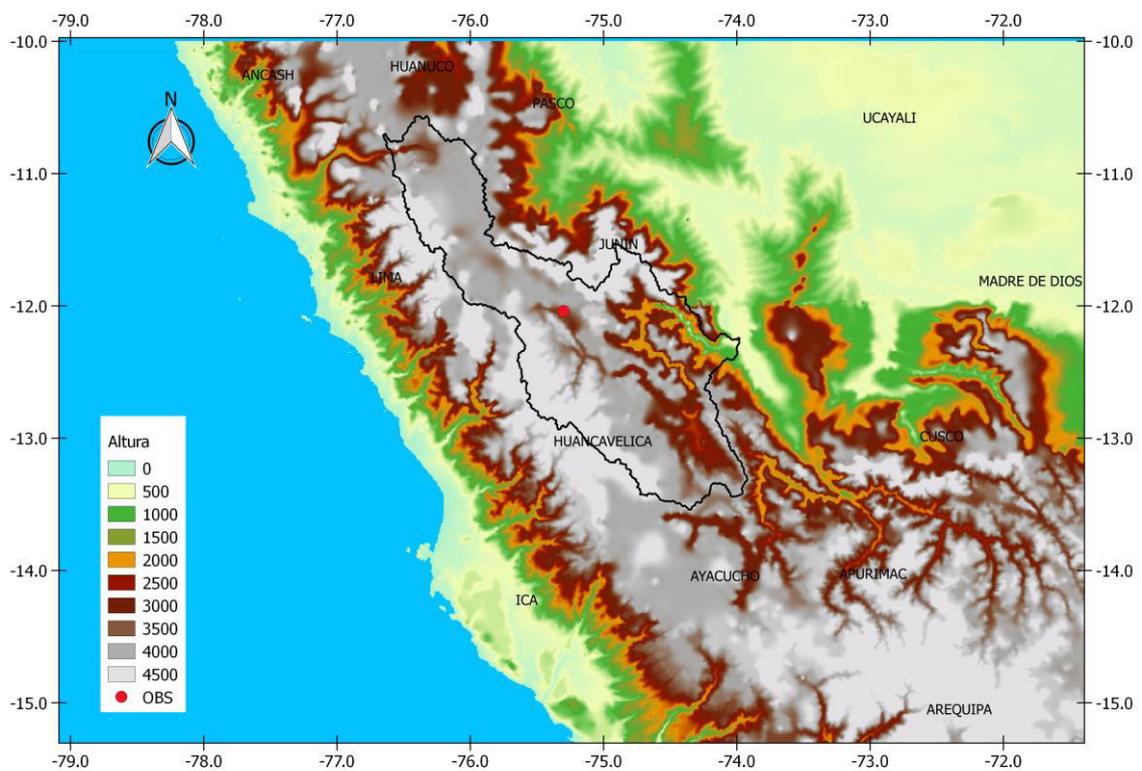


Fig. 1.2 Mapa de la distribución de alturas en la cuenca del Mantaro (línea negra). Estación LAMAR (punto rojo).

CAPÍTULO

2. FUNDAMENTO TEÓRICO

En capítulo se profundizara los aspectos teóricos en los que se basan el funcionamiento de la instrumentación como la dispersión, la derivación de la ecuación del radar y los algoritmos del GPM, además de la definición de conceptos y variables meteorológicas.

2.1. Espectro electromagnético y las ecuaciones de maxwell

El espectro electromagnético se define como la distribución de la radiación electromagnética con respecto la longitud de onda, frecuencia o energía, el espectro se divide en 7 diferentes regiones las cuales incluyen las ondas de radio, microondas, infrarrojo, visible, ultravioleta, rayos x y rayos gamma. Estas ondas que conforman el espectro electromagnético consisten en 2 componentes perpendiculares entre sí denominadas campo eléctrico y campo magnético. Las ecuaciones de Maxwell explican de forma concisa los fundamentos de la electricidad y magnetismo por lo cual mediante estas 4 ecuaciones se puede describir el comportamiento de las componentes de la onda electromagnética tanto en el vacío como dentro de un medio, las ecuaciones de Maxwell en su forma diferencial y para cualquier medio se escriben de la siguiente forma (Orfanidis, 2008)

$$\text{ley de Ampere } \nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t} \quad (2.1)$$

$$\text{ley de Faraday } \nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad (2.2)$$

$$\text{ley de Gauss } \nabla \cdot D = \rho \quad (2.3)$$

$$\text{ley de Gauss } \nabla \cdot B = 0 \quad (2.4)$$

Donde H es densidad de campo magnético, E campo eléctrico, B campo magnético, D densidad de flujo eléctrico, ρ densidad de carga y J densidad de corriente.

La propagación de la onda electromagnética en el vacío implica que esta se moverá a la velocidad de la luz sin ningún tipo de obstáculo, sin embargo, esto no ocurre en nuestra atmosfera por causa de partículas, moléculas, vapor de agua entre otros

hidrometeoros que interfieren en la propagación originando nuevos fenómenos físicos como la dispersión, refracción y difracción, estos fenómenos son aprovechados en distintas áreas de las geociencias y sensoramiento remoto para obtener información del medio ambiente.

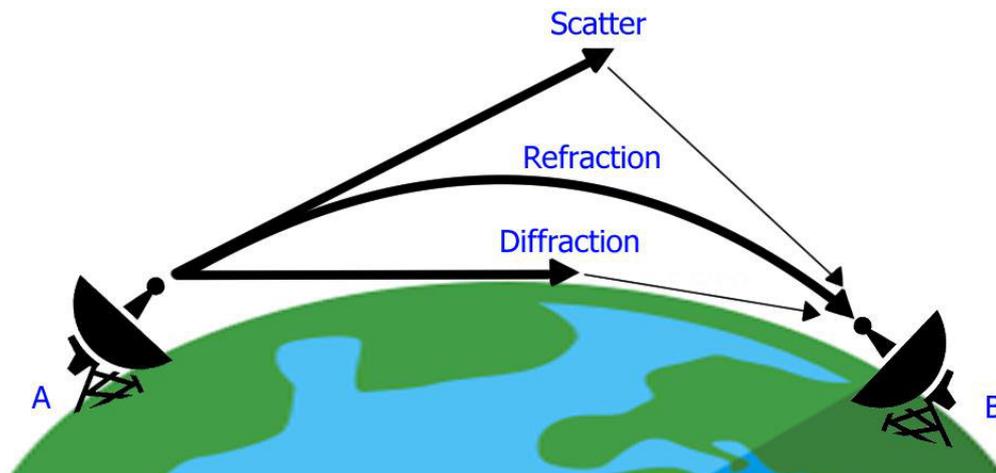


Fig. 2.1 Trayectos de la dispersión, refracción y difracción sobre la superficie curvada de la tierra.

2.2. Dispersión

El fenómeno de dispersión surge cuando la onda electromagnética interactúa con partículas o moléculas causando en su interior momentos dipolares debido a la separación de electrones originado por las oscilaciones de la onda incidente, como resultado la partícula emitirá su propia radiación electromagnética de igual longitud de onda (Hahn, 2009). Sin embargo, gran parte de los instrumentos actuales no son capaces de medir directamente los campos eléctricos y magnéticos asociados a un haz de luz (Mishchenko, Travis, & Lacis, 2002), por ello se requiere de otras cantidades que sean capaces de describir las propiedades de la onda electromagnética, estas cantidades se denominan parámetros de Stokes (I, Q, U y V), I describe la intensidad de la onda, Q y U describe la polarización lineal y finalmente V describe la polarización circular. Adicionalmente para caracterizar la dispersión de una onda electromagnética se necesita conocer la matriz de dispersión $F(\theta)$ que depende del ángulo de dispersión θ y la sección eficaz de dispersión. Los parámetros de Stokes y la matriz de dispersión se relacionan mediante (Mishchenko, 1996):

$$I_{sca} = \frac{C_{sca}n_0dv}{4\pi R^2} F(\theta)I_{inc} \quad (2.5)$$

Donde I_{sca} y I_{inc} son los parámetros de Stokes de la onda incidente y dispersada respectivamente, C_{sca} la sección eficaz de dispersión, n_0 es la densidad de partículas, R es la distancia entre el punto de observación y el elemento de volumen dv .

Para una partícula orientada aleatoriamente y con simetría de rotación la matriz de dispersión se define como:

$$F(\theta) = \begin{bmatrix} a_1(\theta) & b_1(\theta) & 0 & 0 \\ b_1(\theta) & a_2(\theta) & 0 & 0 \\ 0 & 0 & a_3(\theta) & b_2(\theta) \\ 0 & 0 & -b_2(\theta) & a_4(\theta) \end{bmatrix} \quad (2.6)$$

Donde Los elementos de la matriz de dispersión son calculados mediante expansiones de funciones esféricas generalizadas (Mishchenko, M. & Travis, 1998).

2.2.1. Matriz de amplitud

La matriz de amplitud o también llamada matriz S permite transformar linealmente las ondas incidentes a ondas dispersadas, esta matriz depende de la dirección del campo incidente y dispersada, además de propiedades de la misma partícula como el tamaño, morfología y composición, esto significa que conociendo la matriz de amplitud podemos obtener toda la información de la dispersión. Esta matriz se deriva del campo total producido por el campo incidente y el campo dentro de la partícula. Según (Mishchenko et al., 2002) el campo total viene dado por:

$$E(\mathbf{r}) = E^{inc}(\mathbf{r}) + E^{sca}(\mathbf{r}) \quad (2.7)$$

$$\mathbf{E}^{inc}(\mathbf{r}) = (E_{\theta}^{inc}\boldsymbol{\vartheta}^{inc} + E_{\phi}^{inc}\boldsymbol{\varphi}^{inc})\exp(ik\mathbf{n}_{inc}r) \quad (2.8)$$

$$E_{sca}(\mathbf{R}) = (E_{\theta}^{sca}(r, \mathbf{n}^{sca})\boldsymbol{\vartheta}^{sca} + E_{\phi}^{sca}(r, \mathbf{n}^{sca})\boldsymbol{\varphi}^{sca})\frac{\exp(ikr)}{r} \quad (2.9)$$

$$\mathbf{r}E_{sca}(\mathbf{R}) = 0 \quad (2.10)$$

Donde $k=2\pi/\lambda$ es el número de onda, \mathbf{r} el radio vector en el sistema de coordenadas esféricas, $\mathbf{n}_{inc} = \boldsymbol{\vartheta}^{inc} \times \boldsymbol{\varphi}^{inc}$ la dirección de la onda incidente (normal a la superficie) y $\boldsymbol{\vartheta}^{inc}, \boldsymbol{\varphi}^{inc}$ los vectores unitarios en el sistema de coordenadas esféricas.

Resolviendo las ecuaciones (2.8) y (2.9) considerando que la onda permanecer invariante con el tiempo y una región lejana del espacio ($kr \gg 1, R = |\mathbf{R}|$) donde la onda se convierte en una onda esférica, se obtiene:

$$E_{sca}(\boldsymbol{\vartheta}^{sca}, \boldsymbol{\varphi}^{sca}) = \frac{\exp(ikr)}{r} S(\mathbf{n}^{sca}, \mathbf{n}^{inc}) E_{inc}(\boldsymbol{\vartheta}^{inc}, \boldsymbol{\varphi}^{inc}) \quad (2.11)$$

$$S(\mathbf{n}^{sca}, \mathbf{n}^{inc}) = \begin{bmatrix} S_{\vartheta\vartheta} & S_{\vartheta\varphi} \\ S_{\varphi\vartheta} & S_{\varphi\varphi} \end{bmatrix} \quad (2.12)$$

Donde los elementos de la matriz S son expresados en términos de *scattering dyadic*. A partir de los elementos de la matriz de amplitud también se puede construir la matriz de fase que de igual modo que la matriz de dispersión $F(\theta)$, transforma el vector de Stokes de una onda incidente a una onda dispersada

$$I_{sca} = \frac{1}{R^2} Z(\mathbf{n}^{sca}, \mathbf{n}^{inc}) I_{inc} \quad (2.13)$$

El desarrollo completo de los elementos de la matriz de fase se puede encontrar en (Mishchenko et al., 2002) capítulo 2.6 y el desarrollo del *scattering dyadic* en el capítulo 3.3.

2.2.2. Sección eficaz de dispersión y extinción

Para poder las propiedades ópticas llamadas sección eficaz de dispersión, absorción y extinción, es necesario antes definir el vector de poynting. Según (Griffiths, 1999) el vector de poynting \mathbf{S} es la energía por unidad de área, por unidad de tiempo o flujo de energía transportada por los campos electromagnéticos. Como se mencionó en la sección 2.2 experimentalmente es complicado o los instrumentos no son capaces de medir directamente los campos electromagnéticos, en ese sentido se usan otras cantidades para caracterizar la dispersión, el valor promedio en el tiempo del vector de poynting soluciona esta desventaja y se expresa como:

$$\langle S(\mathbf{r}) \rangle = \frac{1}{2} Re[E \times H^*] \quad (2.14)$$

Donde Re represente la parte real y $*$ denota el conjugado complejo. De la ecuación 2.13 se puede derivar la potencia promedio que atraviesa una superficie \mathbf{A} (Mishchenko et al., 2002)

$$W(\mathbf{n}^{sca/inc}) = \int dA \mathbf{n}^{sca/inc} \cdot \langle S(\mathbf{r}) \rangle = r^2 \int_0^{4\pi} d\mathbf{r} \cdot \langle S(\mathbf{r}) \rangle \cdot \mathbf{n}^{sca/inc} \quad (2.15)$$

De esta última ecuación proviene la definición de sección eficaz, σ en mm^2 , la energía total de dispersión/absorción será igual al producto de la sección eficaz de dispersión/absorción y el flujo de energía incidente. Asimismo se puede definir la sección eficaz de extinción como la suma de secciones eficaces de dispersión y absorción.

$$\sigma_{abs/sca} = \frac{W_{abs/sca}}{S_{inc}} \quad (2.16)$$

$$\sigma_{ext} = \sigma_{abs} + \sigma_{sca} \quad (2.17)$$

Donde σ es la sección eficaz, W la potencia que atraviesa una superficie y $S = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\epsilon}{\mu}} |E_0^{inc}|^2$ es el vector de poynting incidente.

2.2.3. Dispersión de Mie y Rayleigh

La dispersión es el proceso físico en el cual se basa el funcionamiento de los radares, sin embargo, calcularlo tiene su grado de complejidad por tal motivo se emplean ciertas condiciones para establecer un método de solución a este fenómeno en función al tamaño de la partícula, estas condiciones son:

$$\text{dispersion de Mie} \quad \frac{2\pi r}{\lambda} \sim 1 \quad (2.18)$$

$$\text{dispersion de Rayleigh} \quad \frac{2\pi r}{\lambda} \ll 1 \quad (2.19)$$

$$\text{dispersion geometrica} \quad \frac{2\pi r}{\lambda} \gg 1 \quad (2.20)$$

Siendo r el radio de la partícula y λ la longitud de onda incidente.

En la teoría de Mie, la absorción y dispersión se obtiene resolviendo las ecuaciones de maxwell para el multipolo originado por la polarización de partículas isotrópicas simples (esferas) para distancias mucho mayores a la longitud de onda. La

aproximación de Mie tiene como objetivo calcular los coeficientes de eficiencia de absorción, dispersión y extinción definido como

$$Q_i = \frac{\sigma_i}{\pi r^2} \quad (2.21)$$

Donde el subíndice i significa el tipo coeficiente, σ la sección eficaz y r el radio de la partícula.

Para calcular los coeficientes de eficiencia es necesario expresar la onda plana incidente en expansiones de funciones esféricas con $\Theta = 0$ obteniendo como resultado (Deirmendjian, 1969)

$$Q_{sca} = \frac{2}{(rk)^2} \sum_1^\infty (2n+1)(|a_n|^2 + |b_n|^2) \quad (2.22)$$

$$Q_{ext} = \frac{2}{(rk)^2} \sum_1^\infty (2n+1) \text{Re}\{a_n + b_n\} \quad (2.23)$$

$$Q_{ext} = Q_{sca} + Q_{abs} \quad (2.24)$$

Donde $k = \frac{2\pi}{\lambda}$ es el número de onda, a_n y b_n (ec. 2.25 y 2.26) son los coeficiente de Mie que representan los múltiplos magnético y eléctrico y son expresados en términos de las funciones de Bessel (ec.2.27 y 2.28) e índice de refracción m

$$a_n = \frac{\psi'_n(mkr)\psi_n(kr) - m\psi_n(mkr)\psi'_n(kr)}{\psi'_n(mkr)\xi_n(kr) - m\psi_n(mkr)\xi'_n(kr)} \quad (2.25)$$

$$b_n = \frac{m\psi'_n(mkr)\psi_n(kr) - \psi_n(mkr)\psi'_n(kr)}{m\psi'_n(mkr)\xi_n(kr) - \psi_n(mkr)\xi'_n(kr)} \quad (2.26)$$

$$\psi_n(x) = \sqrt{\frac{\pi x}{2}} j_{n+\frac{1}{2}}(x) \quad (2.27)$$

$$\xi_n(x) = \sqrt{\frac{\pi x}{2}} [j_{n+\frac{1}{2}}(x) + (-1)^n i j_{-n-\frac{1}{2}}(x)] \quad (2.28)$$

La aproximación de Raleigh al igual que la teoría de Mie utiliza la solución para un campo lejano con la diferencia que solo se conserva solo el término dipolar. Adicionalmente se considera otras asunciones como que la partícula tiene que ser mucho menor a la longitud de onda. Partiendo de la matriz de amplitud de Mie que toma la forma de

$$S = \begin{bmatrix} S_1(\Theta) & 0 \\ 0 & S_2(\Theta) \end{bmatrix} \quad (2.29)$$

$$S_1(\Theta) = \sum_1^{\infty} \frac{(2n+1)}{n(n+1)} \left[a_n \frac{P_n^1(\cos \Theta)}{\sin \Theta} + b_n \frac{d}{d\Theta} P_n^1(\cos \Theta) \right] \quad (2.30)$$

$$S_2(\Theta) = \sum_1^{\infty} \frac{(2n+1)}{n(n+1)} \left[b_n \frac{P_n^1(\cos \Theta)}{\sin \Theta} + a_n \frac{d}{d\Theta} P_n^1(\cos \Theta) \right] \quad (2.31)$$

Donde a_n y b_n son los coeficientes de Mie y P_n^1 son los polinomios asociados de Legendre.

Reemplazando $n = 1$ de (2.25) a (2.31) la matriz de amplitud (2.29) se reduce a (2.32) donde m es el índice de refracción

$$S = \begin{bmatrix} \frac{3}{2} a_1 & 0 \\ 0 & \frac{3}{2} a_1 \cos \Theta \end{bmatrix} \quad (2.32)$$

$$a_1 = -\frac{2i}{3} \left(\frac{m^2-2}{m^2+2} \right) \left(\frac{2\pi r}{\lambda} \right)^2 \quad (2.32)$$

Finalmente los coeficientes de dispersión son

$$\sigma_{sca} = \frac{2}{3} \frac{\pi^2}{\lambda^4} \left| \frac{m^2-1}{m^2+2} \right|^2 (D)^6 \quad (2.33)$$

$$\sigma_{abs} = \frac{\pi^2}{\lambda} \text{Im} \left(\frac{m^2+1}{m^2+2} \right) D^3 \quad (2.34)$$

$$\sigma_{ext} = \sigma_{sca} + \sigma_{abs} \quad (2.35)$$

2.2.4. Método de la Matriz T

La precisión de las propiedades de la dispersión de la luz tanto de partículas esféricas y no esféricas (esferoides, cilindros, partículas de Chebyshev) es esencial para varios campos de las ciencias entre los cuales se encuentra óptica atmosférica, oceanografía, meteorología, ciencia de los aerosoles y astrofísica. A pesar de que la dispersión de Rayleigh o la dispersión de Mie cumple bajo ciertas asunciones en el tamaño de la partícula o en la forma, en la realidad no siempre se cumple estas aproximaciones en ese sentido el método de la matriz T o matriz de transición es una técnica computacional desarrollada inicialmente por (Waterman, P. C., 1965) para calcular la dispersión de un

campo incidente causada por una partícula no esférica resolviendo directamente las ecuaciones de maxwell. Las principales características de la matriz T son: 1. Es independiente de los campos incidente y dispersado 2. Depende de la forma, tamaño, índice de refracción y orientación de la partícula. 3. no se limita a partículas más pequeñas o más grandes que la longitud de onda incidente 4. Al reutilizar los cálculos posee gran eficiencia computacional.

El desarrollo de este método parte del caso general de la matriz de amplitud expresado por las ecuaciones (2.11) y (2.12) donde la expresión en series de funciones esféricas del campo incidente y dispersado vienen dadas por las ecuaciones (2.36) y (2.37) respectivamente

$$E_{inc} = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-n}^n [a_{mn} Rg \mathbf{M}_{mn}(KR) + b_{mn} Rg \mathbf{N}_{mn}(KR)] \quad (2.36)$$

$$E_{sca} = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-n}^n [p_{mn} \mathbf{M}_{mn}(KR) + q_{mn} Rg \mathbf{N}_{mn}(KR)] \quad R > r \quad (2.37)$$

Donde los coeficientes a_{mn} , b_{mn} , p_{mn} y q_{mn} son los coeficientes del campo incidente y dispersado respectivamente, $Rg \mathbf{M}_{mn}$ y $Rg \mathbf{N}_{mn}$ son las funciones de onda esféricas obtenidas de reemplazar la función esférica de Henkel de primer tipo por la función de Bessel (Mishchenko, M. & Travis, 1996; Nieminen, Rubinsztein-Dunlop, & Heckenberg, 2003)

El método de la matriz T considera un campo adicional que corresponde al campo interno de la partícula (2.38), siendo esta similar al de los campos dispersado e incidente con la diferencia que en este campo interno se toma en cuenta el índice de refracción de la partícula (m_r).

$$E_{int} = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-n}^n [c_{mn} Rg \mathbf{M}_{mn}(m_r KR) + d_{mn} Rg \mathbf{N}_{mn}(m_r KR)] \quad (2.38)$$

Debido a la linealidad de las ecuaciones de maxwell se establecen relaciones que incluye el campo intermedio, la relación entre el campo incidente y el campo interno viene dada por (2.39) mientras que la relación ente el campo interno y el dispersado será mediante (2.40)

$$\begin{bmatrix} a \\ b \end{bmatrix} = \mathbf{Q} \cdot \begin{bmatrix} c \\ d \end{bmatrix} \quad (2.39)$$

$$\begin{bmatrix} p \\ q \end{bmatrix} = -Rg \mathbf{Q} \cdot \begin{bmatrix} c \\ d \end{bmatrix} \quad (2.40)$$

Reemplazando (2.40) en (2.39), se obtiene la matriz definida como $T = -RgQQ^{-1}$ (2.41) la cual relaciona los coeficientes del campo incidente y dispersado.

$$\begin{bmatrix} \mathbf{p} \\ \mathbf{q} \end{bmatrix} = T \cdot \begin{bmatrix} \mathbf{a} \\ \mathbf{b} \end{bmatrix} \quad (2.41)$$

Los elementos de las matrices 2 x 2, Q y RgQ, son obtenidos de las funciones de vector de onda esféricas integrados sobre la superficie de la partícula (2.42) (Spurr, Wang, Zeng, & Mishchenko, 2012).

$$\int \hat{\mathbf{n}}(\mathbf{r}) \cdot \{RgM_{m'n'}(K\mathbf{r}, \boldsymbol{\theta}, \varphi) \times RgM_{mn}(K\mathbf{r}, \boldsymbol{\theta}, \varphi)\} ds \quad (2.42)$$

Para partículas con simetría de rotación (2.43) se reduce a

$$\int_0^\pi F(\mathbf{r}, \boldsymbol{\theta}) r^2 \sin\theta d\theta \hat{\mathbf{r}} - \int_0^\pi G(\mathbf{r}, \boldsymbol{\theta}) \frac{\partial r}{\partial \theta} r \sin\theta d\theta \hat{\boldsymbol{\theta}} \quad (2.43)$$

Donde las funciones $F(\mathbf{r}, \boldsymbol{\theta})$ y $G(\mathbf{r}, \boldsymbol{\theta})$ son las componentes \mathbf{r} y $\boldsymbol{\theta}$ del producto vectorial de la ecuación (2.42) para esferoides, el radio r dependerá de los ángulos polar y azimutal pero al ser simétrica solo dependerá del ángulo polar $r(\boldsymbol{\theta})$.

La sección eficaz tanto de la extinción (2.44) como de la dispersión (2.45) para una partícula aleatoriamente orientada son derivados de los elementos de la matriz T mediante las ecuaciones (2.44) y (2.45) (Spurr et al., 2012)

$$C_{ext} = -\frac{2\pi}{k^2} Re \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-n}^n [T_{mnmn}^{11} + T_{mnmn}^{22}] \quad (2.44)$$

$$C_{sca} = \frac{2\pi}{k^2} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{n'=1}^{\infty} \sum_{m=-n}^{n'} \sum_{m'=-n'}^{n'} \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 |T_{mnm'n'}^{ij}|^2 \quad (2.45)$$

2.3. Sistema de Radar

Los sistemas de *Radio Detection And Ranging* (Radar) son equipos electrónicos usados en detectar la localización y distancia de un objeto, originalmente fueron desarrollados para uso militares, sin embargo, su uso se expandió a fines científicos. El funcionamiento de los radares se basa en la emisión y recepción de pulsos electromagnéticos, físicamente compuesto por el **transmisor** y **receptor** respectivamente, que al impactar con partículas suspendidas en nuestra atmosfera se producen el fenómeno de dispersión irradiando en todas las direcciones retornando parte del pulso inicial al receptor siendo denominada como eco de retorno.

2.3.1. Ecuación del radar

Como se mencionó anteriormente los radares no miden directamente las ondas electromagnéticas sino la potencia transmitida y recibida por ello la denominada ecuación del radar establece una relación entre potencia transmitida y potencia recibida. Según (Skolnik, 1980) la ecuación del radar se deriva partiendo de la densidad de potencia omnidireccional (S_o) que emite la antena de un radar considerada isotrópica lo cual significa que se propaga de manera uniforme en todas las direcciones, se define como:

$$S_o = \frac{P_t}{4\pi R^2} \quad (2.46)$$

Donde R es la distancia al objetivo y P_t es la potencia transmitida la cual mediante la ganancia de la antena (G) define la densidad de potencial direccional $S_d = S_o \cdot G$, la ganancia es un parámetro que re-direcciona y amplifica la densidad de potencia irradiada en una dirección.

$$S_d = \frac{P_t \cdot G}{4\pi R^2} \quad (2.47)$$

La energía recibida por el radar (2.48) se define como la energía que intercepta y refleja el objetivo de área o sección eficaz σ .

$$S_r = \frac{P_t \cdot G \cdot \sigma}{(4\pi R^2)^2} \quad (2.48)$$

De esta última ecuación se deriva la potencia recibida (2.49) donde $A_e = \frac{G \cdot \lambda^2}{4\pi}$ es la apertura o área efectiva de la antena (m^2)

$$P_r = \frac{P_t \cdot G^2 \cdot \sigma \cdot \lambda^2}{(4\pi)^3 R^4} \quad (2.49)$$

Para múltiples objetivos como son los hidrometeoros (partículas de la nube y la precipitación) se considera la sumatoria de todas las secciones eficaces contenidas en el volumen del pulso, este volumen toma la forma de

$$V = \frac{\pi \cdot R^2 \cdot \varphi \cdot \vartheta \cdot c \cdot \tau}{16 \ln 2} \quad (2.50)$$

Dónde φ y ϑ son los anchos del rayo en el plano horizontal y vertical, c es la velocidad de la luz, τ es la duración del pulso y R la distancia entre la antena y el objetivo. Finalmente, la ecuación de radar resulta:

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \varphi \vartheta c \tau}{1024 \pi^2 \ln 2} \frac{1}{R^2} \sum \sigma \quad (2.51)$$

Usualmente la ecuación (2.51) se reduce a $P_r = C \frac{1}{R^2} \sum \sigma$, C se denomina contante del radar y los fabricantes la proporcionan

2.3.2. Reflectividad del radar y atenuación específica

La reflectividad del radar es la eficiencia para interceptar y retornar la energía emitida de múltiples objetivos, esta eficiencia depende del tamaño, forma, estado (hielo o líquido) y simetría. Es denotada por $\eta = \sum \sigma$ asumiendo que todas las partículas se encuentren en una unidad de volumen y sean del mismo diámetro. Generalizando la definición de reflectividad del radar como el conjunto de N elementos de retro-dispersión por unidad de volumen de diámetro D , su expresión matemática según (Atlas, Srivastava, & Sekhon, 1973) es

$$\eta = \int N(D) \sigma(D) dD \quad (2.52)$$

Donde $N(D)$ es el número de partículas de precipitación por unidad de volumen y $\sigma(D)$ la sección eficaz de retro-dispersión. Aplicando la aproximación Rayleigh ($\lambda > 10$ cm) para partículas esféricas en la ecuación (2.52) se obtiene

$$\eta = \frac{\pi^5 |K|^2}{\lambda^4} Z \quad (2.53)$$

$$Z = \int N(D) D^6 dD \quad (2.54)$$

Donde λ es la longitud de onda, K es el coeficiente dieléctrico de la precipitación (hielo o agua) y Z (en $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$) es denominada factor de reflectividad diferenciándose de la reflectividad del radar que es terminología general de radares, esta nueva variable proporciona una interpretación meteorológica independiente de las características del radar (Doviak & Zrnić, 1993). Sin embargo no es posible identificar la fase o estado del hidrometeoro, por tal motivo se recurre al factor de reflectividad equivalente (Z_e en $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$) es interpretada como la energía reflejada por objetivo de sección

eficaz de retro-dispersión (σ_b) de un conjunto de partículas esféricas en fase líquida ($K = 0.93$) por intervalo de diámetro por unidad de volumen, su expresión matemática del factor de reflectividad equivalente es expresada como:

$$Z_e = \frac{\lambda^4}{\pi^5 K^2} \int N(D) \sigma_b(D) dD \quad (2.55)$$

Si el hidrometeoro se encuentra en su fase líquida y su tamaño es menor a la longitud de onda del radar $Z_e = Z$.

La atenuación específica (k en dB km^{-1}) expresada por la ecuación (2.56) describe la energía que se pierde al cruzar por objetivo de sección eficaz de extinción (σ_e) de un conjunto de partículas por intervalo de diámetro por unidad de volumen. El significado físico de la atenuación se podría interpretar como la pérdida gradual de energía emitida debido a la absorción y dispersión de ésta por parte partículas de precipitación y gases en la atmosfera.

$$k = \frac{0.01}{\ln(10)} \int N(D) \sigma_e(D) dD \quad (2.56)$$

2.4. Distribución de tamaño de gotas

La distribución de tamaño de gotas o DSD por sus siglas en inglés *Drop Dize Distribution* son un conjunto de modelos matemáticos cuyo fin es tratar de representar como se distribuye la concentración con respecto al diámetro de las gotas mediante una parametrización analítica, usualmente las distribuciones asumen que existe mayor concentración de gotas pequeñas y menor concentración para gotas de mayor diámetro.

2.4.1. Distribución exponencial

El modelo exponencial de DSD es la generalización del modelo propuesto por Marshall y palmer en 1948. La función que describe esta distribución toma la forma

$$N(D) = N_0 e^{-\Lambda D} \quad (2.57)$$

Donde $N(D)$ es el número de gotas por unidad de volumen por intervalo de diámetro (en $\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$), D es el diámetro de la gota (en mm), N_0 es el parámetro de intercepción (en $\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$) y Λ es el parámetro de pendiente (en mm^{-1}).

La distribución Marshall - Palmer es derivada utilizando lluvias estratiformes en latitudes medias por tal motivo no es la adecuada para describir eventos de lluvias en zonas tropicales (C. R. Williams & Gage, 2009). Experimentalmente obtuvieron los valores $N_0 = 8000 \text{ mm}^{-1}\text{m}^{-3}$ y $\Lambda = 4.1R^{-0.21}$. Esta distribución es válida para diámetro mayores a 1.5 mm.

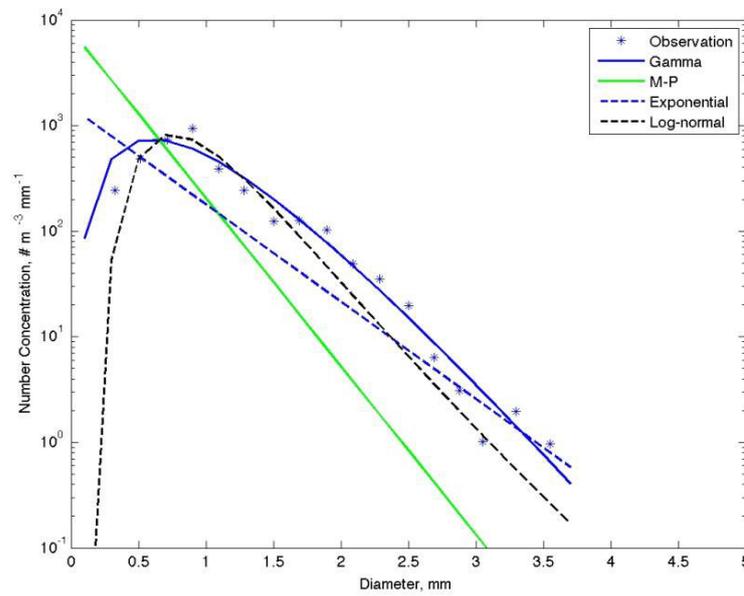


Fig. 2.2 Principales modelos DSD. Recuperado de <https://arcc.ou.edu/~guzhang/Polarimetry/retrieval.htm>.

2.4.2. Distribución Gamma

El modelo propuesto por (Ulbrich, 1983) es el más usado a nivel mundial puesto que es la curva teórica que mejor se ajusta a los datos experimentales (Figura 4). El modelo de Ulbrich asume que el DSD sigue la distribución de tipo gamma descrita por las ecuaciones (2.58) y (2.59)

$$N(D) = N_0 D^\mu e^{-\Lambda D} \quad (2.58)$$

$$\Lambda = \frac{3.67 + \mu}{D_0} \quad (2.59)$$

Donde $N(D)$ es el número de gotas por unidad de volumen por intervalo de diámetro (en $\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$), D es el diámetro de la gota (en mm), N_0 es el parámetro de intercepción (en $\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$), λ es el parámetro de pendiente (en mm^{-1}) y μ es el parámetro de forma. Este último parámetro proporciona la flexibilidad para representar la variabilidad natural del DSD (Chang, N.B. & Hong, Y. 2012) además de no depender de la altitud (Caton, 1966; Ulbrich, 1983). Para $\mu = 0$ la distribución gamma se reduce a la distribución exponencial, por otro lado para $\mu < 0$ la concentración de gotas pequeñas aumenta mientras que $\mu > 0$ la concentración de gotas pequeñas disminuye (Figura 5).

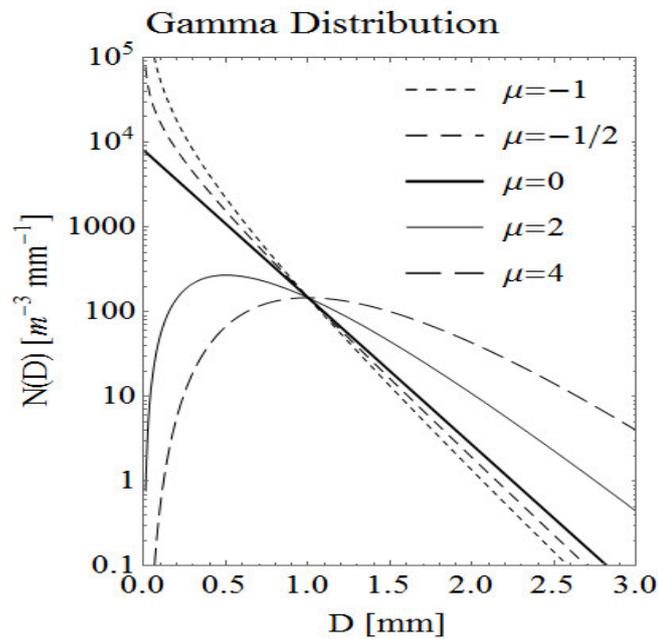


Fig. 2.3 Ejemplo de la distribución gamma para distintos valores de μ . Recuperado de <https://arcc.ou.edu/~guzhang/Polarimetry/retrieval.htm>.

En este estudio se utilizó la versión normalizada de la distribución gamma (Bringi & Chandrasekar, 2001) definida por las ecuaciones (2.60), (2.61) y (2.62) debido a que permite comparar la forma de dos espectros de DSD que no contengan la misma cantidad de agua (*liquid water content*) y/o D_m (Testud, Oury, Black, Amayenc, & Dou, 2001).

$$N(D) = N_w f(\mu) \left(\frac{D}{D_m}\right)^\mu \exp\left[-\frac{(\mu+4)D}{D_m}\right] \quad (2.60)$$

$$f(\mu) = \frac{6(\mu+4)^{\mu+4}}{4^4 \Gamma(\mu+4)} \quad (2.61)$$

$$N_w = \frac{N_0}{f(\mu)} D_m^\mu \quad (2.62)$$

Donde D_m es el diámetro medio ($D_m \approx D_0$) (en mm), Γ la función gamma y N_w es el parámetro de intercepción normalizada (en $\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$).

2.4.3. Parámetros integrados al DSD

En su trabajo de 1983, Ulbrich, propone el método de los momentos para calcular parámetros relacionados a la precipitación, definida por (2.63)

$$P = a_p \int D^p N(D) dD \quad (2.63)$$

Donde a_p y p son constantes que dependerá del parámetro de interés, D es el diámetro de la gota y $N(D)$ es la distribución gamma para tamaño de gotas. Los parámetros integrados al DSD son factor de reflectividad (Z), contenido de agua líquida (W), extinción óptica (Σ) y concentración total (N_t) en la tabla 2.1 se detalla los valores de la constantes y unidades.

Tabla 2.1 Constantes de los Parámetros integrados al DSD

P	p	a_p
$Z (\text{mm}^6\text{m}^{-3})$	6	1
$W (g \text{ m}^{-3})$	3	$\frac{\pi}{6000} \rho_w (g \text{ cm}^{-3})$
$\Sigma (\text{km}^{-1})$	2	$\frac{\pi}{2000}$
$N_t (\text{m}^{-3})$	0	1

La intensidad de lluvia (R en mm/h) es considera un parámetro integrado al DSD pero a diferencia de los antes mencionados, este involucra la velocidad terminal de la partícula $v(D)$ (en m/s). Según (Cerro, Codina, Bech, & Lorente, 1997) la intensidad de lluvia es definida como

$$R = \frac{6\pi}{10^4} \int D^3 N(D) v(D) dD \quad (2.64)$$

La velocidad terminal la cual es relacionada con el diámetro de la partícula es expresada por la ecuación de (Gunn & Kinzer, 1949)

$$\frac{v(D)}{\delta(z)} = 9.65 - 10.3 \exp(-0.6D) \quad (2.65)$$

Donde $\delta(h)$ es la dependencia de la altura (h) debido al cambio de densidad y es descrita por (Foote & Du Toit, 1969)

$$\delta(h) = 1 + 3.68 \times 10^{-5}h + 1.71 \times 10^{-9}h^2 \quad (2.66)$$

Adicionalmente, los momentos del DSD también permiten definir otros parámetros usados para describir la forma del DSD. El diámetro medio (D_m) y concentración normalizada (N_w) definidas por las ecuaciones (2.67) y (2.68) respectivamente son buenas aproximaciones del diámetro medio (D_0) y concentración (N_0). Las ventajas de usar estos parámetros para describir el DSD son facilitar los cálculos y evitar la interpolación del espectro del tamaño de gotas para calcular D_0

$$D_m = \frac{\int D^4 N(D) dD}{\int D^3 N(D) dD} \quad (2.67)$$

$$N_w = \frac{4^4}{6D_m^4} \int D^3 N(D) dD \quad (2.68)$$

2.4.4. Algoritmos SF y DF

La distribución de tamaño de gotas $N(D)$ puede ser descrito en detalle usando los parámetros de diámetro medio (D_m) y concentración (N_w) como se observa en (2.60). El GPM para estimar los parámetros D_m y N_w hace uso de los algoritmos single frequency (SF) y dual frequency (DF), el algoritmo SF es calculado mediante la razón de la atenuación (k) y la reflectividad equivalente (Z_e). SF tiene la característica de ser una función decreciente monotonica que únicamente depende de D_m

$$SF = \frac{k}{Z_e(\lambda=22 \text{ mm})} \quad (2.69)$$

Mientras que el algoritmo DF es calculado como la diferencia entre de reflectividad equivalente con $\lambda = 22 \text{ mm}$ y $\lambda = 8.43 \text{ mm}$. De igual modo que el algoritmo SF también depende de D_m pero en este caso, DFR es una función creciente monotonica

$$DFR = 10 \log_{10} \left(\frac{Z_e(\lambda=22 \text{ mm})}{Z_e(\lambda=8.43 \text{ mm})} \right) \quad (2.70)$$

Z_e y k son obtenidos de reemplazando (2.60) en (2.55) y (2.56) respectivamente como resultado Z_e y k toman la forma de (2.71) y (2.72)

$$Z_e = N_w \frac{\lambda^4}{\pi^5 K^2} \int f(D; \mu, D_m) \sigma_b(D) dD \quad (2.71)$$

$$k = N_w 4.343 \times 10^{-3} \int f(D; \mu, D_m) \sigma_e(D) dD \quad (2.72)$$

Finalmente N_w puede ser derivado fácilmente de (2.71) o (2.72) conociendo Z_e o k y la función $f(D; \mu, D_m)$.

2.5. Tipos de precipitación

La precipitación se clasifica en dos distintivos grupos, dependiendo de los procesos microfísicos relacionados con el origen de las precipitaciones. Por un lado, la precipitación convectiva es caracterizada por fuertes movimientos verticales con velocidades mayores a 1 m/s, tamaño horizontal entre 1-10 km y un tiempo de vida mínimo de 24 min (Deng et al., 2014; Le, 2013; Utsav et al., 2017) . El proceso de formación de precipitaciones convectivas se centra en el crecimiento de las partículas de nubes que asciende por los fuertes vientos verticales, las partículas ascendentes interactúan entre sí mediante los procesos de coalescencia y *riming* hasta llegar a su tamaño límite donde la velocidad de caída es mayor que los vientos verticales ascendente

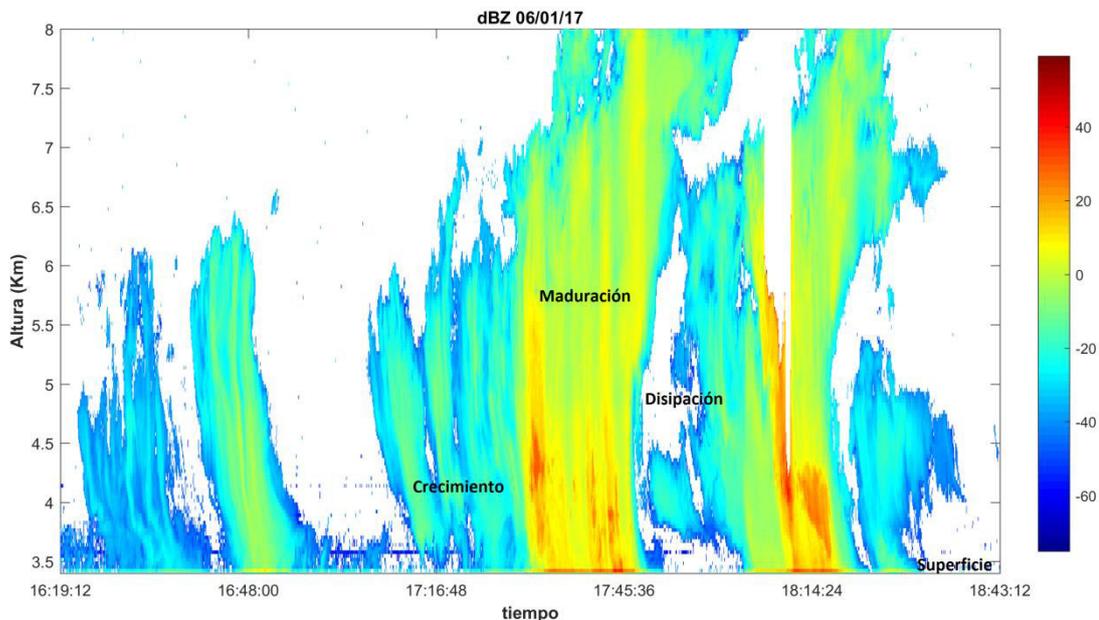


Fig. 2.4 Reflectividad característica para nubes convectivas.

Por lo contrario, la precipitación estratiforme es caracterizada por vientos ascendentes menores a 1 m/s. En este caso el proceso de formación de precipitación es

originado por el crecimiento de las partículas de nube causada principalmente por la condensación o deposición y descenso de estas hasta alcanzar banda de fusión ubicada por debajo de los 0°C donde las partículas sólidas cambian a líquidas

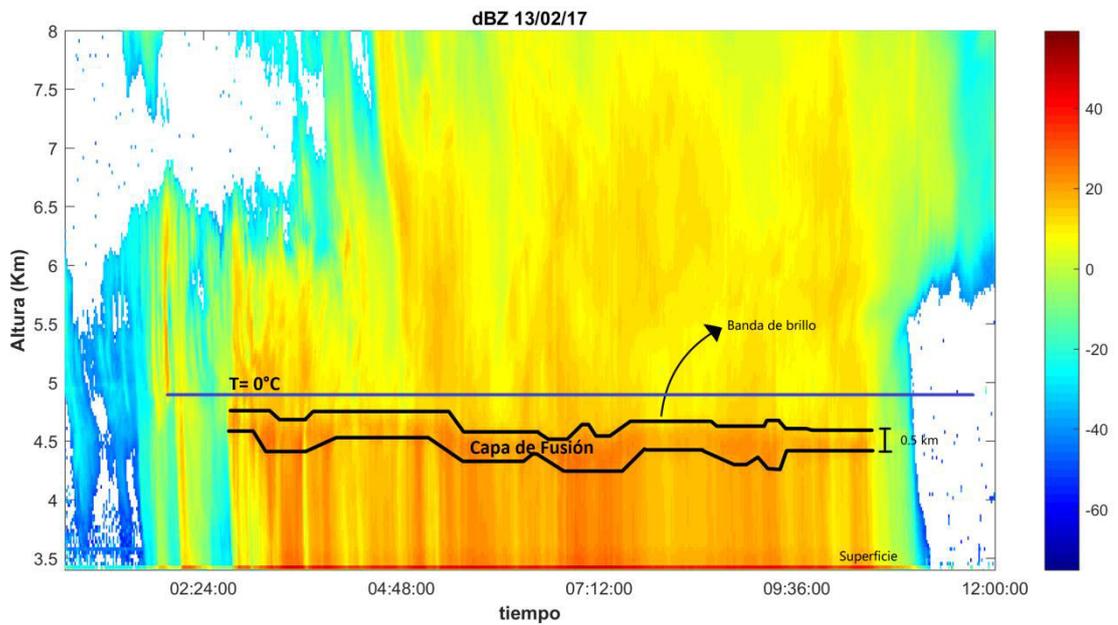


Fig. 2.5 Reflectividad característica para nubes estratiformes.

CAPÍTULO

3. INSTRUMENTACIÓN

En este capítulo se detalla las características técnicas de la instrumentación utilizada y algunos aspectos acerca del procesamiento de datos.

3.1. Satélite GPM-DPR

La misión *Global Precipitation Measurement* (GPM) es una red internacional de satélites desarrollada por la NASA en colaboración con *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA), cuyo objetivo es proporcionar una avanzada capacidad de medición de precipitación desde el espacio. Parte de esta red de satélites se encuentra el satélite GPM-CORE equipado con un radar de frecuencia dual (DPR) y un generador de imágenes microondas multicanal (GMI), el objetivo del GPM-CORE es unificar y estandarizar las mediciones de precipitación de toda la red de satélites.

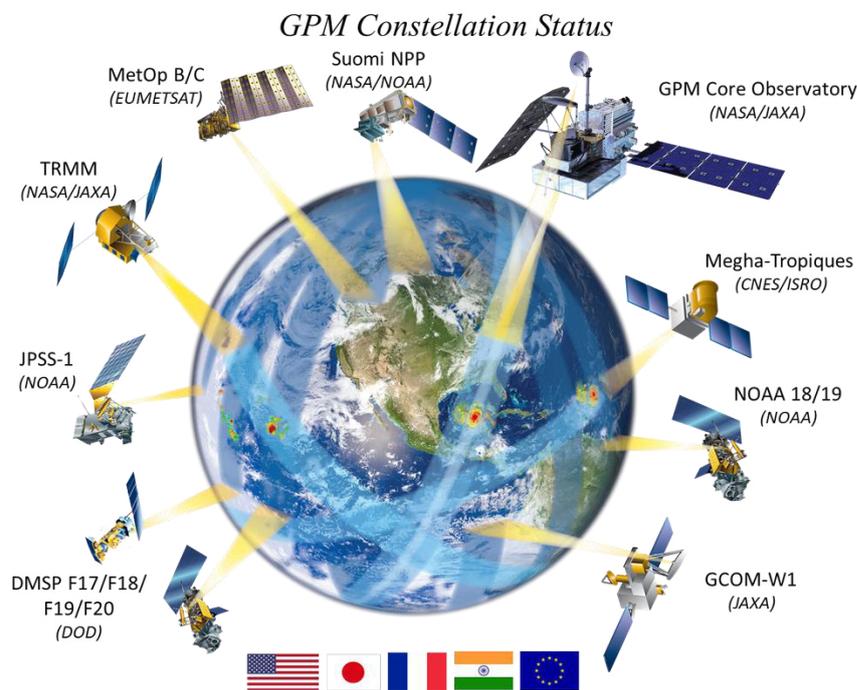


Fig. 3.1 Red de satélites del proyecto GPM, recuperado de <https://pmm.nasa.gov/GPM>

El radar de frecuencia dual (DPR) consiste en el uso de dos frecuencias conocidas como banda Ku y banda Ka las cuales permiten realizar mediciones durante el día y la

noche ya sea sobre tierra u océano entre 65° N y 65° S de forma tridimensional de lluvias ligeras, nieve, cristales de hielo que se encuentren suspendidas en la atmosfera.

La banda Ku es caracterizada por operar en la longitud de onda de 22 mm , el escaneo que se realiza bajo esta banda abarca una franja de 245 km compuesta por 49 pixeles de 5 km de diámetro y resolución vertical de 250 m . La banda Ka es caracterizada por operar en la longitud de onda de 8.44 mm , en esta banda se puede realizar dos tipos de escaneos, *matched scan* (MS) o *high sensitivity scan* (HS). El modo MS abarca una franja de 120 km compuesta en 25 pixeles de 5 km de diámetro y resolución vertical de 250 m en cambio el modo HS está compuesta por 24 pixeles de 5 km de diámetro entrelazadas con el patrón del modo MS y con resolución vertical de 500 m tiene la capacidad de detectar lluvias ligeras y nieve. Adicionalmente, existe un tercer modo denominado *normal scan* (NS) que opera en la banda Ku y Ka donde los pixeles interiores (amarillos) emplea ambas banda mientras que los pixeles exteriores (celestes) emplea únicamente la banda Ku (Radhakrishna, Satheesh, Rao, Saikranthi, & Sunilkumar, 2016) . En la tabla 3.1 se detalla las principales especificaciones del radar DPR.

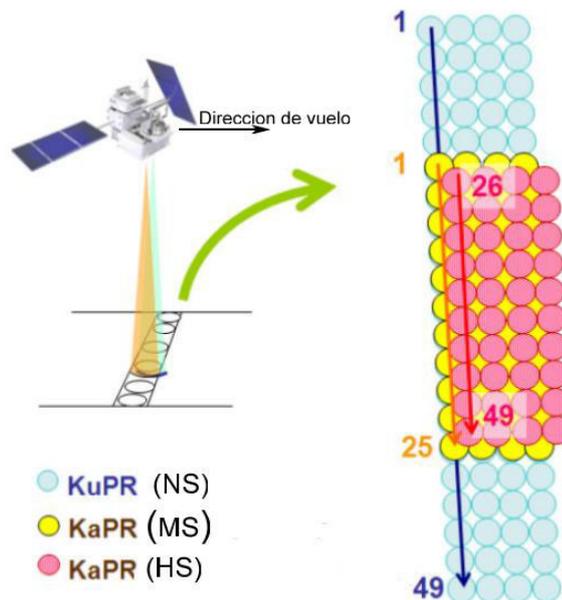


Fig. 3.2 Distribución de pixeles para los modos NS, MS, HS, modificado de GPM-DPR level 2 algorithm theoretical basis document.

Tabla 3.1 Especificaciones del radar DPR (Iguchi, Seto, Meneghini, Chandrasekar, & Kubota, 2017)

	KuPR	KaPR
Ancho de franja	245 km	120 km
Resolución de rango	250 m	250/500 m
Resolución espacial	5.2 km (nadir)	5.2 km (nadir)
Ancho del rayo	0.71° (centro)	0.71 °(centro)
Potencia máxima emitida	1012.0 Watts (W)	146.5 Watts (W)
Ancho del pulso	dos pulsos de 1.6 μ s	dos pulsos de 1.6 μ s en MS dos pulsos de 3.2 μ s en HS
Números de rayos	49	49 (25 en MS y 24 en HS)
Medición mínima de lluvia	0.5 mm/hr	0.2 mm/hr
Angulo de escaneo	$\pm 17^\circ$ (transversal)	$\pm 8.5^\circ$ (transversal)
Frecuencias	13.597 y 13.603 GHz	35.547 35.553 GHz

3.2. Disdrómetro óptico

El disdrómetro óptico es un instrumento que mide directamente el DSD además de calcular otras variables como el factor de reflectividad, intensidad de lluvia y contenido de agua líquida. El disdrómetro es ampliamente usado para la validación, calibración y mediciones puntuales gracias a tres atributos esenciales (Löffler-Mang & Joss, 2000)

- 1) fácil manejo, robustez y bajo costo.
- 2) detección fiable de gotas pequeñas (lloviznas).
- 3) estimación de tamaño y velocidad de copos de nieve

El funcionamiento del disdrómetro óptico se basa en la en la atenuación del voltaje debido a las partículas que cruzan el área de nuestro compuesto por un haz laser entre el transmisor y receptor como se muestra en la figura (3.3). El diámetro de la partícula de precipitación es calculado mediante una relación directamente proporcional al tamaño del pico formado en la señal luego de que esta es invertida, filtrada y amplificada, por otro lado la velocidad se calcula de la duración de la señal (figura.3.4). Cabe resaltar que se asume que las partículas de precipitación son esféricas para tamaños de menos de 1 mm de diámetro, mientras que la relación de ejes varía

linealmente de 1 a 0.7 para gotas de 1 a 5 mm. Para partículas mayores a 5 mm, la relación del eje se establece en 0.7 (Tokay, Wolff, & Petersen, 2014).

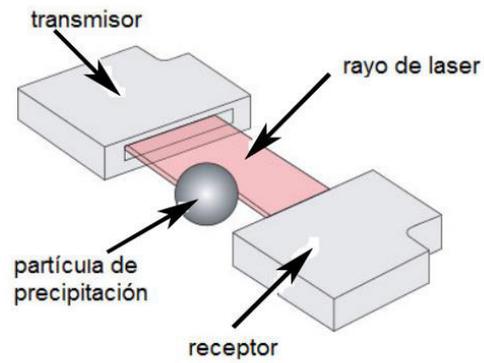


Fig. 3.3 Esquema del funcionamiento del disdrómetro óptico. Fuente: OTT Parsivel manual

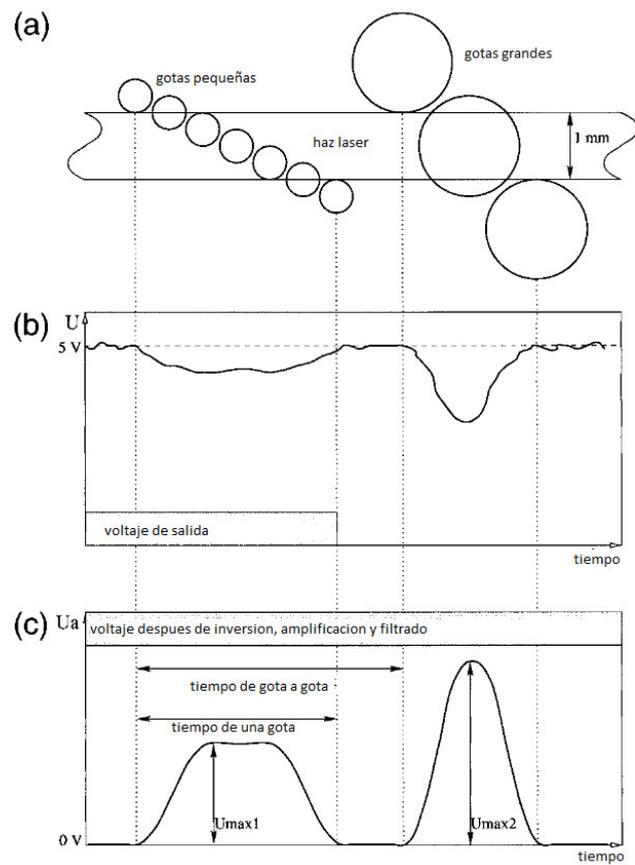


Fig. 3.4 Variación de voltaje según el tamaño de partículas. (a) Partículas pequeñas y grandes, (b) señal de salida del sensor, (c) señal invertida, amplificada y filtrada. Fuente: Löffler-Mang & Joss, 2000.

El sensor óptico del disdrómetro, modelo *parsivel OTT²*, produce un haz laser de dimensiones 180 x 30 x 1 *mm* (54 *cm²*) con longitud de onda de 780 *nm* y potencia 0.5 *mw*, tiene la capacidad de realizar mediciones directas cada 60 segundos de diámetro (*D* en *mm*) y la velocidad (*V* en *m/s*) de las partículas de precipitación las cuales se categorizan en función a su diámetro y velocidad, de esta manera se tiene un registro estadístico del DSD (en *mm⁻¹m⁻³*). La ecuación (3.1) expresa matemáticamente como el disdrómetro obtiene el DSD por clase (Raupach & Berne, 2015)

$$N(D_i) = \frac{1}{A\Delta t\Delta D_i} \sum_j^{32} \frac{n_{ij}}{v_j} \quad (3.1)$$

Donde el sub índice *i* denota la clase del diámetro, el sub índice *j* denota la clase de la velocidad, *n* es el número de cuentas, *v* (*m/s*) es la velocidad, *A* (*m²*) el área de muestro, Δt (*s*) el tiempo de integración (60 segundos) y ΔD (*mm*) el ancho de clase.

El rango de operación del disdrómetro óptico se encuentra entre 0.2-0.5 *mm* para partículas líquidas, entre 0.2-25 *mm* para partículas sólidas a velocidades entre 0.2 – 20 *m/s* por lo tanto puede identificar lloviznas, lluvias, nieve y granizo además de combinaciones de precipitaciones como llovizna con lluvia y lluvia, llovizna con nieve.



Fig. 3.5 Disdrómetro óptico ubicado en el Laboratorio de Microfísica Atmosférica y Radiación LAMAR del Observatorio de Huancayo (Villalobos, 2016).

Tabla 3.2 Especificaciones Parsivel²

Longitud de onda	780 nm
Potencia del haz	0.5 mw
Dimensiones del haz	180 x 30 x 1 mm
Resolución temporal	60 segundos
Rango de medición	Tamaño de gota: 0.2 – 25 mm Velocidad de caída: 0.2 – 20 m/s Intensidad: 0.001 – 1200 mm/h

3.3. Radar mira 35c

El radar Doppler como su nombre lo indica, es aquel radar que se rigen bajo el principio físico del efecto Doppler. El transmisor emite pulsos electromagnéticos que al impactar con partículas suspendidas en la atmosfera es dispersada, parte de esa energía retorna al receptor siendo denominada como eco de retorno, estos ecos recibidos tendrán frecuencias más altas de modo que existe diferencias de fase entre los pulsos transmitidos y ecos de retorno medidos por el receptor. El desplazamiento de frecuencia es denominado desplazamiento Doppler y permite conocer la velocidad radial (paralela al haz del radar) del objetivo mediante:

$$v_r = \frac{\lambda f_d}{2} \quad (3.2)$$

Donde v_r es la velocidad radial, f_d es el desplazamiento Doppler y λ la longitud de onda. Se forma análoga a como se vio en la sección 2.3.1 la potencia recibida se define:

$$P_r(f, z) = C_{radar} \frac{\eta(f, z)}{z^2} \quad (3.3)$$

Donde C_{radar} es la constante del radar, z es altura a la cual se encuentra el objetivo y $\eta(f, z)$ es la reflectividad espectral del radar que puede ser expresada en el dominio de frecuencia, dominio de velocidades o dominio de diámetros (Peters, Fischer, Münster, Clemens, & Wagner, 2005)

$$\eta(D, z) = \eta(v, z) \frac{\partial D(v, z)}{\partial v} \quad (3.4)$$

MIRA 35C es un radar de tipo doppler fabricado por la empresa alemana METEK (ver <http://metek.de/>). El radar cuenta con un magnetrón de alta sensibilidad que emite pulsos en la banda Ka y potencia de 2.5Kw en la vertical abarcando alturas desde 0.2 Km hasta los 15 Km con 1024 intervalos de altura, permitiéndole detectar nubes,

niebla, gotitas de nubes, gotas de lluvia, partículas de hielo y copos de nieve cada 5 segundos. El radar transmite una señal polarizada linealmente y recibe señales de co-polarización (polarización irradiada) y polarización cruzada (ortogonal a la co-polarización) para el espectro de reflectividad y la razón de De-polarización Lineal (LDR) necesarios para obtener productos de intensidad de lluvia, contenido de agua líquida, reflectividad, distribución del tamaño de las gotas, además de clasificar los objetivos y eliminación de clutter a nivel superficial.

Tabla 3.3 Especificaciones del radar Mira35C

Tipo de radar	Radar Doppler
Frecuencia	banda Ka ($\lambda = 9 \text{ mm}$)
Modelo de antena	1 m Cassegrain
Potencia de pulso	Hasta 3 Kw
Ancho de pulso	100 ... 400 ns (altura 15 ... 60 m)
Resolución vertical	1024 niveles entre 150 ... 15000m
Resolución temporal	Hasta 10 segundos
Sensibilidad	en 5 km, 10 s promedio: -41 dBZ
consumo	< 200 W



Fig. 3.6 Radar MIRA35C ubicado en el Laboratorio de Microfísica Atmosférica y Radiación LAMAR del Observatorio de Huancayo.

CAPÍTULO

4. DATOS Y METODOLOGÍA

4.1. Datos

4.1.1. Datos GPM-DPR

Los datos GPM utilizados en este estudio fueron del producto 2ADPR versión 5 el cual contiene reflectividades de radar en las bandas Ku y Ka. Los datos han sido descargados de la página web earthdata Search (<https://search.earthdata.nasa.gov>) en formato HDF5, para el periodo de diciembre, enero, febrero y marzo entre los años 2014-2018. Durante este periodo se identificaron 91 sobrevuelos que cruzaron el área de estudio siendo esta una la región de $1^\circ \times 1^\circ$ centrada en el Laboratorio de Microfísica Atmosférica y Radiación (LAMAR) Huancayo-Perú ubicado en 12.04° S , 75.3° O . Las variables usadas de este producto se ubican dentro del modo NS (*normal scan*) que realiza mediciones en ambas bandas simultáneamente, estas variables fueron 1) **paramDSD**, aquí se encuentra los parámetros del DSD N_w y D_m . 2) **precipRate**, contiene la intensidad de lluvia en mm/h. 3) **zFactorMeasured**, es la reflectividad del radar sin correcciones de atenuación. 4) **zFactorCorrected**, es la reflectividad del radar con correcciones de atenuación y 5) **binClutterFreeBottom**, es la altura mínima sin interferencia.

4.1.2. Datos Radar MIRA35C

El radar MIRA35C es un perfilador de nube instalado en el observatorio de LAMAR. Los datos fueron descargados del servidor privado del instituto geofísico del Perú (IGP) en formato netcdf para el periodo de diciembre, enero, febrero y marzo entre los años 2016-2018 con resolución temporal de 5 segundos. Debido a su alta resolución temporal y años de datos, se optó por convertir la resolución temporal de 5 segundos a 1 min en formato de Matlab para su fácil lectura además, solo se utilizó el nivel cercano a la superficie (nivel 3 de 415 disponibles). Las variables utilizadas en el estudio fueron contenido de agua líquida (LWC), intensidad de lluvia (RR), distribución de tamaño de

gotas (ND), tamaño de gota (DSIZE), ancho de clase para DSIZE (dD) y factor de reflectividad (Z).

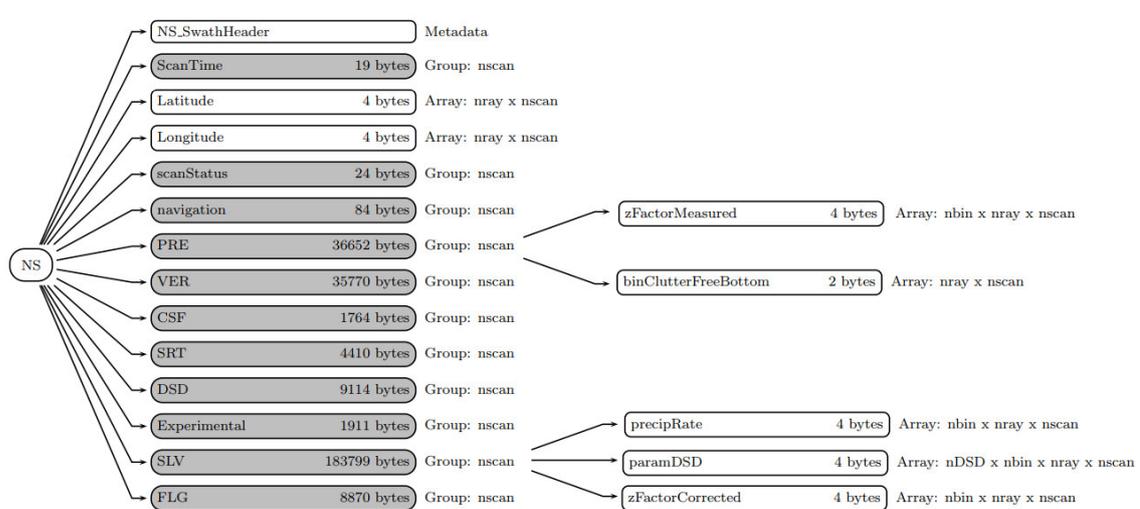


Fig. 4.1 Estructura de datos del modo NS. Modificado de File Specification 2ADPR.

4.1.3. Datos Disdrómetro óptico

El disdrómetro óptico modelo OTT parsivel al igual que el radar MIRA35C también se encuentra instalado en el observatorio de LAMAR. Las mediciones se almacenan en un datalogger cada 1 min a su vez también son enviados a los servidores del IGP vía internet. Se descargaron datos para el periodo de diciembre, enero, febrero y marzo del 2017-2018 en formato ascii (txt). Las variables usadas son: contenido de agua líquida, intensidad de lluvia, distribución de tamaño de gotas, tamaño de gota y factor de reflectividad (Z).

4.1.4. Datos de pluviómetro

El pluviómetro es un instrumento convencional capaz de medir de forma puntual precipitación acumulada (mm) tanto para partículas líquidas y sólidas. El pluviómetro se encuentra instalado en el observatorio de LAMAR y se posee datos entre el 2016 y 2019. Estos datos son usados como referencian para establecer control de calidad de los datos de los instrumentos antes mencionados.

4.2. Metodología

4.2.1. Control de calidad

El control de calidad de los datos se disdrómetro y radar es necesario para proporcionar fiabilidad a nuestros resultados, para ello se identificaron eventos de lluvias que tuvieran intensidad de lluvia mínima de 0.1 mm/h , mínimo acumulado 0.2 mm y tiempo entre eventos de 60 min, un segundo filtro es pasado para descartar los eventos que contengan 5% de la duración total valores en blanco. Se tomó como referencia datos de pluviómetro ubicado en LAMAR para comparar la lluvia acumulada de los eventos identificados previamente.

4.2.2. Secciones eficaces del método de la matriz T

Para obtener los parámetros de dispersión se usó el programa pytmatrix desarrollado en Python por Jussi Leinonen (Leinonen, 2014), pytmatrix reutiliza el código original del método de la matriz T de mishchenko, escrito en fortran, facilitando la interacción con el código original a través una serie de funciones implementadas. En este trabajo se estableció la siguiente configuración para determinar los parámetros de dispersión en las bandas ku y ka.

- 1) Índice de refracción complejo del agua a $10 \text{ }^\circ\text{C}$
- 2) Geometría de dispersión vertical hacia atrás
- 3) Polarización horizontal
- 4) La relación de ejes corresponde a la usada por (Tokay et al., 2014). Donde D es el diámetro de la gota. La relación de ejes que requiere pytmatrix es $1/\text{axis rate}$ debido a que están invertidos el eje horizontal y vertical.

$$\text{axis rate} = \begin{cases} 1 & D < 1 \\ -0.075 * D + 1.075 & 1 < D < 5 \\ 0.7 & D > 5 \end{cases}$$

Las secciones eficaces de dispersión y extinción se obtienen usando las funciones `sca_xsect` y `ext_xsect` respectivamente y la retro-dispersión usando la siguiente ecuación $\sigma_{bsca} = \sigma_{sca} P_{11}(180)$, donde P_{11} es el primer elemento de la matriz de fase (2.13) con ángulo de dispersión de 180°

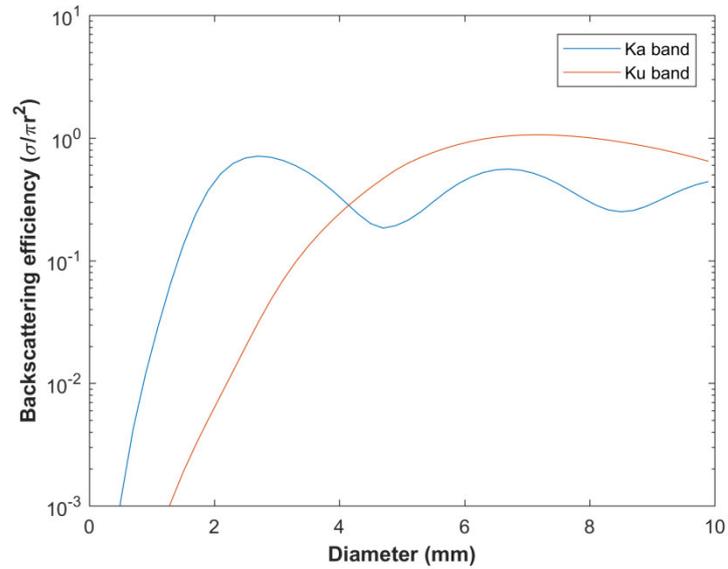


Fig. 4.2 Eficiencia de retro-dispersión en las bandas Ku y Ka con relación de ejes de Tokay et al. 2014.

4.2.3. Simulación de reflectividad y atenuación equivalente

La simulación de las mediciones de la reflectividad y atenuación equivalente se deriva de las ecuaciones (2.55) y (2.56) donde $N(D)$ observado es obtenido de las mediciones realizadas por el radar y disdrómetro. Una vez calculadas las variables simuladas, los parámetros D_m y N_w son obtenidos haciendo uso de los algoritmos SF (2.69) y DF (2.70), luego el $N(D)$ derivado es el resultado de reemplazar D_m y N_w en (2.60) y fijando $\mu = 3$ en (2.61). Finalmente los parámetros D_m y N_w observados son obtenidos de (2.67) y (2.68).

4.2.4. Clasificación de pixeles

La comparación de los parámetros DSD entre el GPM y los instrumentos en tierra requirió que los pixeles ubicados dentro del área de escaneo fuesen clasificados en pixeles SF y DF, los pixeles SF entre 1-12 y 38-49 son los que únicamente operan en la banda Ku y los pixeles DF entre 13-37 operan en las bandas Ku y Ka. La distribución de pixeles se puede observar en detalle en la Figura 3.2.

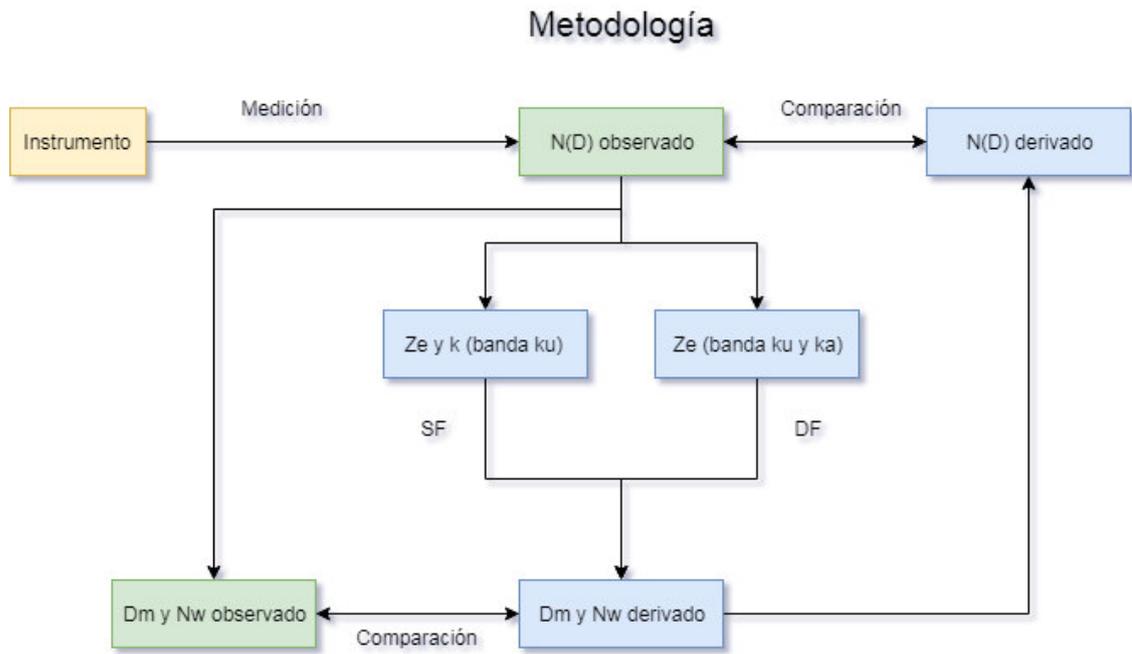


Fig. 4.3 Diagrama de la metodología usada para la comparación del DSD

CAPÍTULO

5. RESULTADOS Y DISCUSIONES

5.1. Filtro de datos

El control de calidad de los datos se realizó utilizando datos de pluviómetro como referencia. Aplicando el control de calidad a los datos del disdrómetro se identificó un total de 50 eventos con una duración total de 8677 minutos para el periodo de DJFM 2017-2018. En la figura 5.1a se muestra la precipitación acumulada entre disdrómetro y el pluviómetro donde se observó buena concordancia entre ambos instrumentos obteniendo un sesgo y sesgo absoluto del 15% y 19% respectivamente, resaltando que a partir de los 5 mm la diferencia entre ambas mediciones se incrementa entre 2-3 mm.

Por otro lado cuando se aplicó el control de calidad a los datos del radar MIRA35c se identificaron 53 eventos con una duración de 19957 minutos para el periodo de DJFM 2016-2018. Sin embargo las mediciones realizadas por el radar tienden a ser sobreestimadas teniendo como resultado un sesgo del 62% y 89% respectivamente (Fig 5.1b).

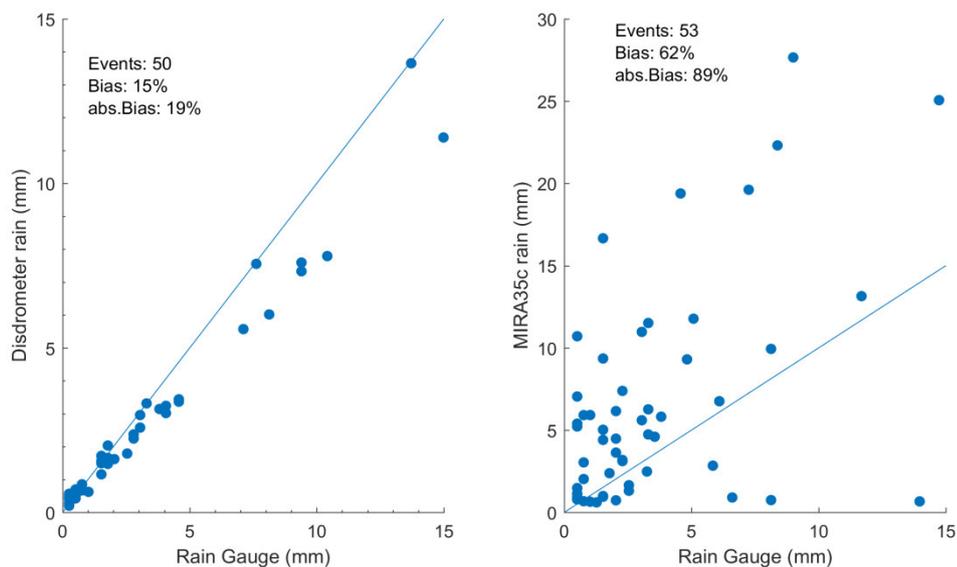


Fig. 5.1 Comparación de la lluvia acumulada de cada evento identificado obtenido del disdrómetro (izquierda), radar (derecha) y pluviómetro.

Para el análisis se consideró el periodo 2017-2018 donde se identificaron 219 pixeles de lluvia dentro de la región de estudio por parte del satélite GPM, 2193 y 1497 minutos por parte del radar MIRA35c y disdrómetro respectivamente, debido a la sensibilidad y la ambigüedades generadas por el DPR se limitó la intensidad de lluvia mínima a 0.5 mm/h y el diámetro medio (D_m) a 1 mm para estos dos últimos instrumentos. Durante este periodo tanto el radar como el disdrómetro presentaron similitudes en su distribución de probabilidad normalizada (razón entre número de eventos en cada intervalo y número total de eventos) teniendo la mayor cantidad de eventos entre 1-2 mm/h, sin embargo para este mismo periodo el GPM observó mayor cantidad de eventos entre 0.5-1 mm/h indicando un favorecimiento de la lluvia ligera.

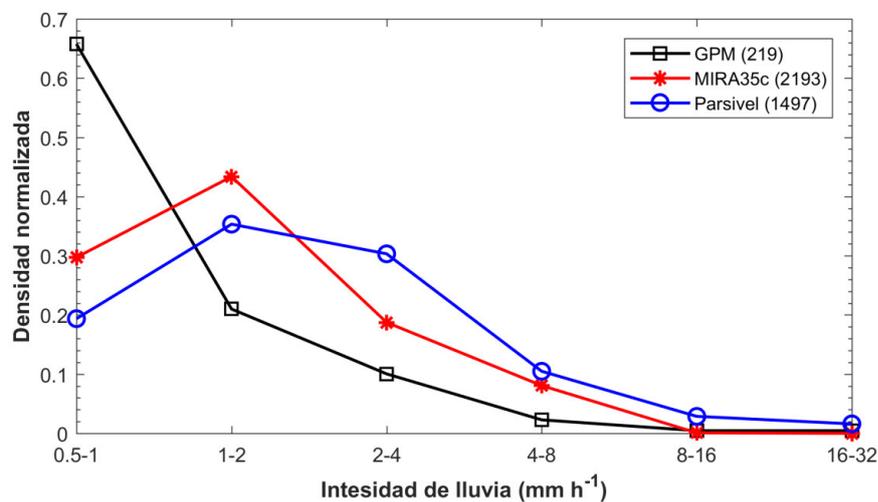


Fig. 5.2 Comparación de la distribución de probabilidad normalizada para diferentes tipos de instrumentos sobre el área de estudio durante el periodo DJFM 2017-2018. Datos de disdrómetro y radar RR<0.5 mm/h y $D_m < 1$ mm fueron descartados del análisis.

5.2. Algoritmos SF y DF

En estudios anteriores como los de (Kubota et al., 2016; Meneghini, Liao, Tanelli, & Durden, 2012; Radhakrishna et al., 2016; Tokay, D'Adderio, Porcù, Wolff, & Petersen, 2017) hacen referencia que las principales causantes de la incertidumbre en el GPM-DPR para derivar los parámetros DSD son las inexactas mediciones de la reflectividad, atenuación específica, *clutter* y el sesgo inherente a los propios algoritmos. Tanto la reflectividad y atenuación específica son afectadas por el *path integrated attenuation* (PIA), atenuación producida por partículas de precipitación entre el radar y la superficie,

y el *non-uniform beam filling* (NUBF), gradiente de reflectividad dentro del campo de visión del satélite, mientras que el *clutter* es un término usado para referirse a los ecos de radar no deseados originados por objetivos diferentes a los hidrometeoros. Adicionalmente a lo antes mencionado, otros factores que influyen en los algoritmos SF y DF como las condiciones ambientales y modelos de dispersión de partículas.

El error debido al PIA y NUBF es difícil de cuantificar experimentalmente según (Radhakrishna et al., 2016) por tal motivo el análisis se centró en cómo influye el parámetro de forma (μ) en el cálculo de los parámetros DSD. Para este propósito se usó las mediciones de distribución de tamaño de gotas del disdrómetro y radar, libres de PIA y NUBF para simular la reflectividad y atenuación específica en las bandas Ku y Ka (Ec. 2.55 y 2.56), los índices de dispersión (dispersión, retro-dispersión y extinción) fueron obtenidos usando el método de la matriz T (Mishchenko, M. & Travis, 1998) para una gota a 10°C de temperatura considerando la forma como un esferoide oblató con relación de ejes de (Tokay et al., 2014) (sección 3.2).

La figura 5.3 muestra los gráficos de dispersión de k / Z_h (SF) y DFR (DF) simulados sin aplicar la restricción de $\mu=3$. La curva que describe el comportamiento de k / Z_h con respecto al diámetro medio habiendo restringido $\mu=3$ proviene de la ecuación x y z sin embargo la distribución de gotas toma la forma de la ecuación a y b. La curva de ajuste que modela la curva de k / Z_h al restringir μ se identificó como función exponencial en el caso del DFR la curva de ajuste es un polinomio de 5to orden, ambas curvas cumplen con la característica de ser funciones monotonicas decreciente y creciente respectivamente. El color significa la densidad de las muestras derivadas, tanto el disdrómetro como el radar ubican el mayor número de muestras entre 0.6 - 1 mm usando k / Z_h mientras que el DFR ubica esta concentración aproximadamente en 1 mm, en el caso del DFR los diámetros mayores a 4 mm (2 mm en el caso del radar) el tope de dBz disminuye al limitar $\mu=3$, como consecuencia los Dm derivados con dBz entre 10-20 (5-20 radar) tendrán un diámetro mayor en comparación a DFR no restringido.

El error debido al restringir μ fue medido en varios intervalos de k / Z_h y DFR (Tabla 5.1). Usando el algoritmo SF, la media cuadrática (RMS) del Dm calculada fueron de 0.09 mm para el disdrómetro y 0.07 mm para el radar, en cambio, usando el

algoritmo DF el RMS fue de 0.18 y 0.33 mm respectivamente, indicando un mejor desempeño por parte del algoritmo SF.

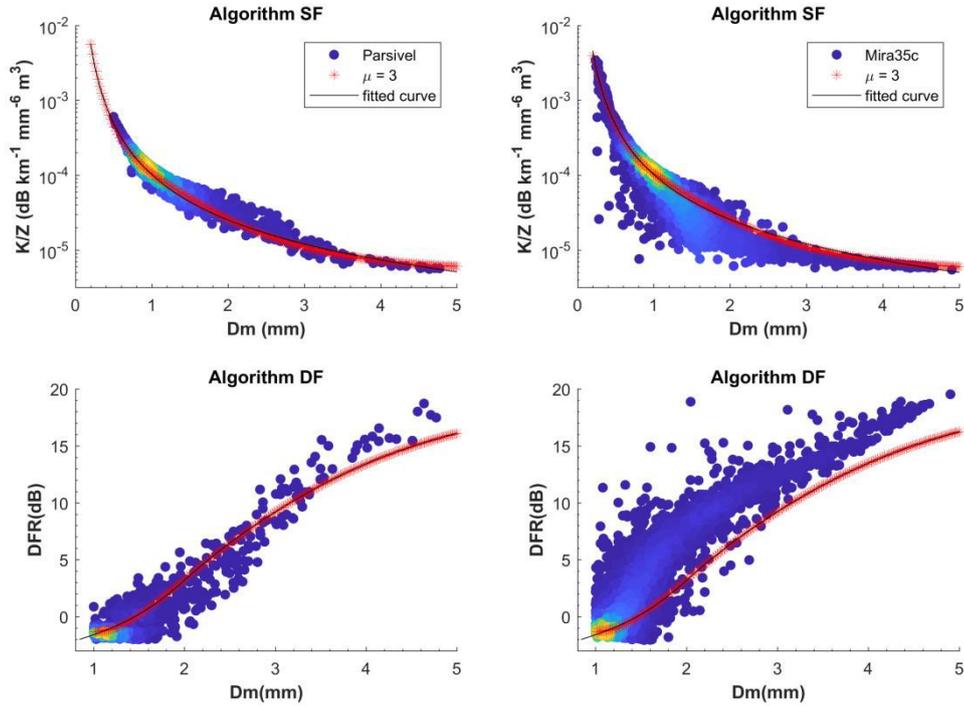


Fig. 5.3 Gráfico de dispersión de k / Z_h (fila superior) y DFR (fila inferior) para Disdrometro (izquierda) y radar (derecha) sin aplicar la restricción de μ (puntos azules) y aplicando $\mu = 3$ (puntos rojos). La línea negra es la curva de ajuste para $\mu = 3$. El color representa la densidad de muestras.

Tabla 5.1 RMS en varios intervalos de k / Z_h y DFR

k / Z_h (Disdrometro)	RMS Dm (mm)	DFR(Disdrometro)	RMS Dm (mm)
$5 \times 10^{-6} - 10^{-5}$	0.33	-2 - 3	0.11
$10^{-5} - 5 \times 10^{-4}$	0.17	3 - 8	0.30
$5 \times 10^{-4} - 10^{-3}$	0.03	8 - 13	0.30
$10^{-3} - 5 \times 10^{-2}$	-	13 - 18	1.84
$5 \times 10^{-6} - 5 \times 10^{-2}$	0.09	-2 - 18	0.18
k / Z_h (Radar)	RMS Dm (mm)	DFR(Radar)	RMS Dm (mm)
$5 \times 10^{-6} - 10^{-5}$	0.79	-2 - 3	0.10
$10^{-5} - 5 \times 10^{-4}$	0.30	3 - 8	0.68
$5 \times 10^{-4} - 10^{-3}$	0.03	8 - 13	0.94
$10^{-3} - 5 \times 10^{-2}$	0.03	13 - 18	0.66
$5 \times 10^{-6} - 5 \times 10^{-2}$	0.07	-2 - 18	0.33

En la figura 5.4 y 5.5 se muestra la correlación entre los valores observados y derivados para el disdrómetro y radar respectivamente. En general el algoritmo SF posee mejor correlación en ambos instrumentos con un coeficiente por encima de 0.9 tanto para los parámetros Dm y Nw a diferencia del algoritmo DF que solo obtuvo correlaciones mayores 0.9 en Dm y mientras que Nw obtuvo 0.75 y 0.84 para disdrómetro y el radar.

Los diámetros mayores a 2 mm que corresponde a valores entre $5 \times 10^{-5} - 5 \times 10^{-6}$ de k / Z_h según la tabla 5.1 es donde se identificó el mayor error debido a la restricción de μ , por el lado del algoritmo DF también tuvo problemas para calcular diámetros mayores a 2 mm (DFR > 3 dBZ) particularmente en el radar. Los valores de Dm entre 1 y 2 mm que corresponde a valores entre $2 \times 10^{-5} - 10^{-4}$ de k / Z_h y -2-3 de DFR, tuvieron errores de 0.17 y 0.11 mm respectivamente para el disdrómetro y de 0.26 y 0.10 mm para el radar debido a la restricción de μ , este contraste entre el algoritmo SF y DF cuando se comparó el RMS en varios intervalos y los gráficos de correlación, puede ser el efecto del número de datos observados en cada intervalo y el incremento del error de diámetros mayores a 2 mm.

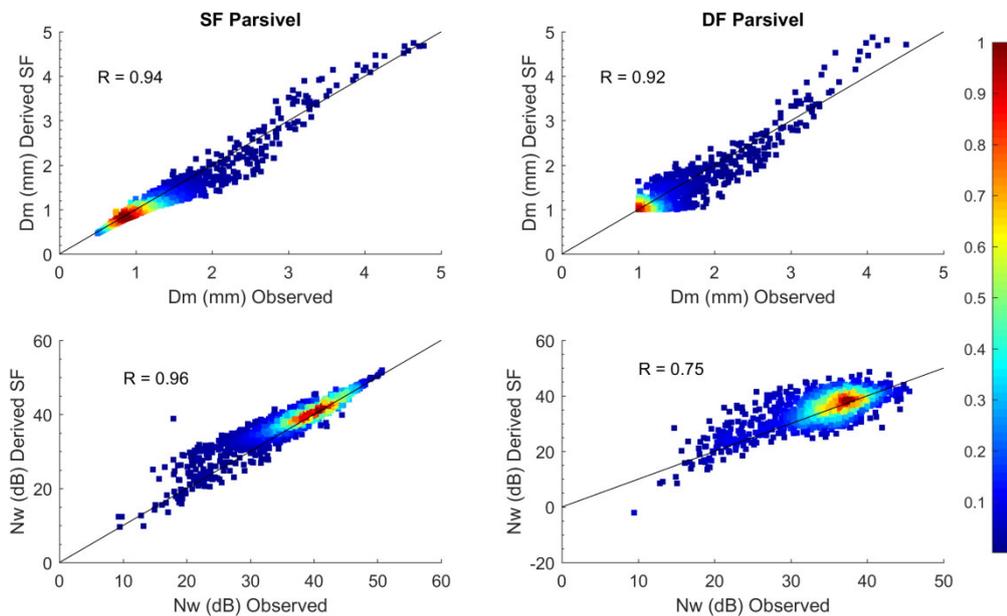


Fig. 5.4 Correlación entre los valores observados y derivados del disdrómetro usando el algoritmo SF (izquierda) y algoritmo DF (derecha). El color representa la densidad de muestras.

Por el lado de Nw, valores menores a 30 dB (decibeles) la dispersión entre Nw observados y derivados se incrementa en todos los casos, esto se traduce como dificultad de calcular correctamente las bajas concentraciones, en el caso del algoritmo DF el incremento de la dispersión se extiende para concentraciones medias y altas reduciendo el índice de correlación. Hay que tener en cuenta que a μ y λ fijos, el parámetro F (λ , μ , Dm) es una función monótonica creciente de Dm (Minda Le & Chandrasekar, 2014; Radhakrishna et al., 2016; Seto, Iguchi, & Oki, 2013). Por lo tanto, si Dm disminuye, entonces F (λ , μ , Dm) también disminuye y Nw aumenta y viceversa para un mismo valor de Ze (Ec. 2.71).

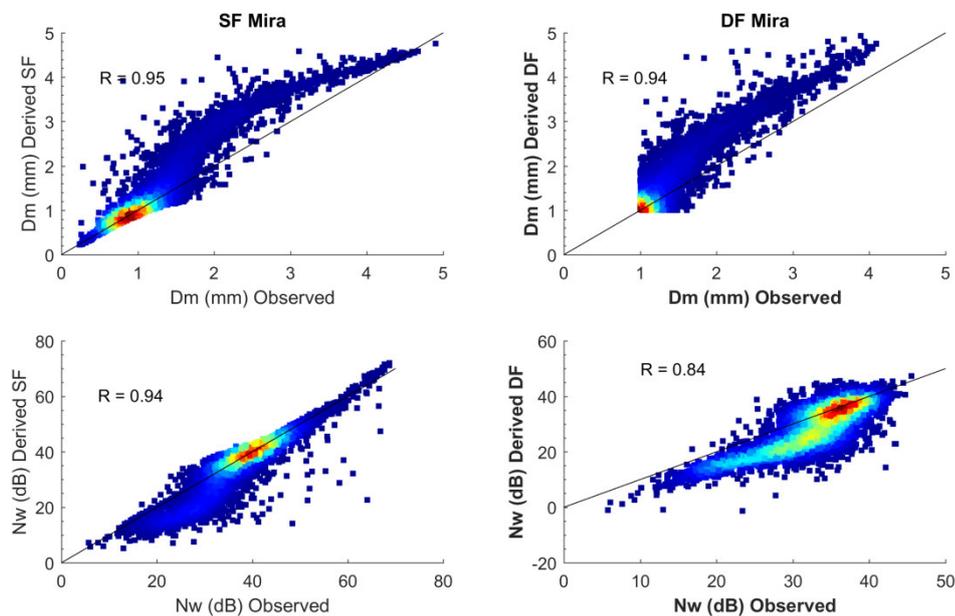


Fig. 5.5 Correlación entre los valores observados y derivados del radar usando el algoritmo SF (izquierda) y algoritmo DF (derecha). El color representa la densidad de muestras.

Debido a la dependencia la intensidad de lluvia (RR) con respecto a la forma del DSD (Lam, Din, & Jong, 2015; Marshall & Palmer, 1948) se evaluó el error de Dm y Nw en 6 clases de RR (0.5-1, 1-2, 2-4, 4-8, 8-16, 16-32), para el disdrómetro y radar.

En la figura 5.6 muestra la variación de Dm y Nw observado y derivado usando los algoritmos SF (panel superior) y DF (panel inferior) en función de RR a partir de datos del disdrómetro, los valores Dm < 1 mm fueron descartados del análisis del algoritmo DF. Como era de esperarse, el tamaño de Dm crece con el incremento del RR causado por la disminución de gotas pequeñas y el aumento de gotas grandes (Krishna et al.,

2016; Narayana Rao et al., 2009; Testud et al., 2001). El Dm promedio usando el algoritmo SF presento una subestimación de 0.0608 mm en la mayoría de clases, salvo entre 16-32 mm/h donde se observó sobreestimación fue de 0.13 mm, usando el algoritmo DF el Dm promedio es subestimado en 0.068 mm a RR < 2 mm/h y luego se reduce entre 2-8 mm/h siendo ambos aproximadamente iguales, pasando los 8 mm/h los valores son sobreestimados en 0.2185 mm. En el caso del parámetro Nw Promedio presento sobreestimación en todas las clases de RR en ambos algoritmos. Sin embargo el algoritmo SF obtuvo mejor rendimiento para RR < 8 mm/h teniendo un error menor al 4% y para RR > 8 mm/h el error se incrementa hasta el 8%. Mientras que el algoritmo DF sobreestimo por encima del 4% en todos los RR con la excepción entre 4-8 mm/h donde tan solo fue del 1.4%, cabe resaltar que Nw usando el algoritmo DF sufre una reducción con respecto al algoritmo SF, esto es causado por la exclusión de Dm < 1 mm.

La figura 5.7 es similar a la figura 5.6 pero con datos de radar. El Dm usando el algoritmo SF sobreestimo en 0.077 mm para RR < 2 mm/h, en 0.38 mm entre 2-16 mm/h y 0.15 mm RR > 16 mm/h. Por otro lado, la sobreestimación del algoritmo DF aumenta gradualmente de 0.19 hasta 0.58 mm entre 0.5-8 mm/h y entre 8-32 mm/h la sobreestimación alcanza 1 mm. A diferencia del disdrómetro el parámetro Nw no mostró variaciones significativas entre los valores observados y derivados en ambos métodos obteniendo entre 0.5 - 3%

Tabla 5.2 RMS en varios intervalos de k / Z_h y DFR

	Disdrómetro		Radar	
	Dm (mm)	Nw (%)	Dm (mm)	Nw (%)
SF				
0.5-1 mm/h	-0.049	1.15 %	0.038	0.5%
1-2 mm/h	-0.056	1.28%	0.116	0.63%
2-4 mm/h	-0.070	2.5%	0.266	2.06%
4-8 mm/h	-0.084	3.44%	0.450	2.72%
8-16 mm/h	-0.045	8.20%	0.414	3.34%
16-32 mm/h	0.129	8.17%	0.149	-2.87%
DF				
0.5 - 1 mm/h	-0.098	4.9%	0.176	-2.5%
1 - 2 mm/h	-0.038	4.06%	0.278	-3.37%

2 - 4 mm/h	-0.014	4.99%	0.382	-2.8%
4 - 8 mm/h	-0.0002	1.47%	0.555	-3.28%
8 - 16 mm/h	0.222	7.32%	1.083	-2.47%
16 - 32 mm/h	0.215	9.98%	1.075	-19.91%

Estos resultados (tabla 5.2) indican una clara ventaja del algoritmo SF sobre el algoritmo DF especialmente para $RR < 2$ mm/h y $RR > 8$ mm/h cuando se compara el Dm. Según Villalobos et al. 2019 en esta región la ocurrencia (contribución) de lluvias de lluvias estratiformes y convectivas es 70% (37%) y 30 % (63%) respectivamente. La contribución de $D_m < 1$ mm es mayor en las lluvias estratiformes (Wen et al., 2016) y la ocurrencia de estas, posiblemente sea la causa de la considerable reducción de la cantidad de gotas entre RR entre 0.5 y 8 mm/h.

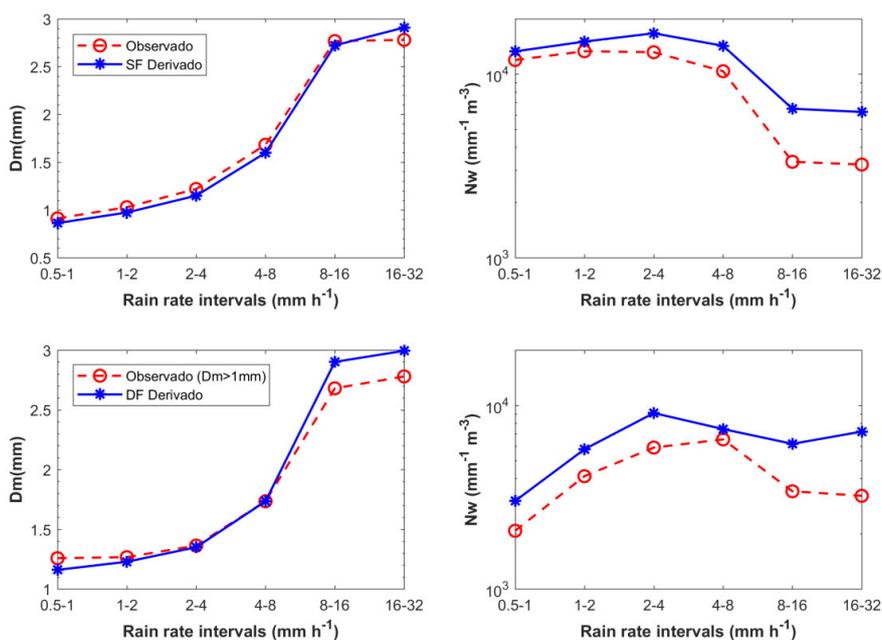


Fig. 5.6 Comparación de los promedio de Dm y Nw en diferentes intervalos de intensidad usando datos disdrometro. Fila superior algoritmo SF y fila inferior algoritmo DF. Valores observados son representados por la línea roja y los derivados por la línea azul.

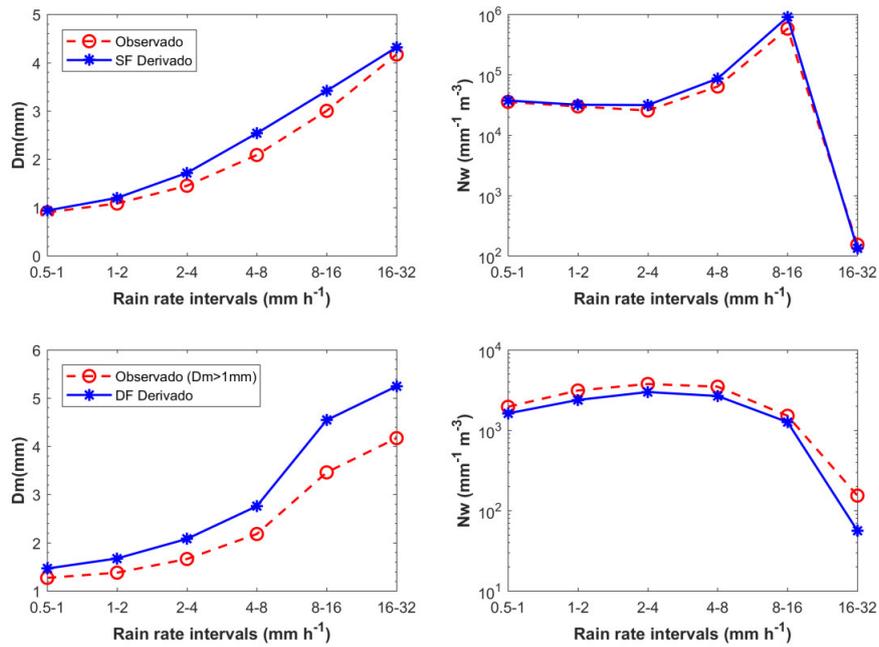


Fig. 5.7 Igual que la figura 5.6 pero usando datos de radar

5.3. Influencia del parámetro de forma

El principal objetivo de los algoritmos SF y DF es establecer una relación monotonica entre valores de k / Z_h o DFR y D_m por lo que es necesario asumir que μ es conocido, como se mencionó en capítulos anteriores este parámetro proporciona la variabilidad natural del DSD no obstante el GPM fija μ en 3 debido a que es un estimado bastante preciso de la intensidad de lluvia y atenuación (Liao, Meneghini, & Tokay, 2014) sin embargo no necesariamente es el valor adecuado para describir la distribución en esta región donde esta envueltos procesos mucho más complejo, por tal motivo en esta sección se evaluara la influencia de μ en el cálculo de los parámetros del DSD.

La figura 5.8 muestra las curvas que modelan la relación entre k / Z_h o DFR y D_m para distintos valores de μ , debido a que todas las curvas pasan por el punto con mayor número de datos salvo $\mu = -2$ por lo que se optó por descartarlo en el análisis. Se observó que la variación de μ tiene una impacto mínimo para $D_m < 1$ mm y $D_m > 3.5$ mm, mientras que en la región entre 1 y 3.5 mm, μ presento ligeros cambios en las curvas cuando se empleó el algoritmo SF. Por el lado del algoritmo DF la variación de

μ influencia los valores de D_m mayores a 1 mm, este mismo comportamiento se observó en el trabajo realizado por (Williams, Christopher R. et al., 2014), esto sugiere que el algoritmo DF es sensible a las variaciones de μ .

El desplazamiento de los valores de k / Z_h (hacia abajo) y DFR (hacia arriba) en el radar puede ser originado por una sobre concentración de gotas pequeñas, esto se puede observar de curva modelada por $\mu = -2$ donde los datos dispersados tienden a seguir esta curva. Los valores negativos de μ son caracterizados por tener mayor concentración de gotas pequeñas y grandes (Ulbrich, 1983), las altas concentraciones de gotas pequeñas también se le son atribuidas a las lluvias orográficas según los trabajos de (Blanchard, 1953; Ulbrich, 1983). Sin embargo esto no se vio reflejado en el disdrómetro por lo que se presume que las altas concentraciones de gotas pequeñas observadas en el radar y teniendo en cuenta de que un radar de nubes deben ser causados por la sensibilidad del mismo.

Las figuras 5.9 y 5.10 comparan los parámetros del DSD en distintos valores de μ con respecto a los valores observados usando el disdrómetro y radar respectivamente. Analizando los parámetros del DSD derivados a partir de datos de disdrómetro se encontró que en general considerando $\mu = 4$ se obtuvieron mejores resultados. D_m es subestimado en 0.027 mm entre 0.5 - 16 mm/h y sobreestimado en 0.17 mm entre 16-32 mm/h cuando se evaluó el algoritmo SF, mientras que el algoritmo DF subestimo en 0.051 mm entre 0.5-2 mm/h y en promedio sobreestimo 0.12 mm entre 2-32 mm/h. Por el lado de N_w , el algoritmo SF subestimo en 0.44 % entre 0.5-2 mm/h, sobreestimo en 1.2% entre 2-8 mm/h y en 6% entre 8-32 mm/h en cambio el algoritmo DF sobreestimo en todos los RR, teniendo entre 0.5-4 mm/h una diferencia del 3.6% y entre 8-32 mm/h la diferencia del 7%, ente 4-8 mm/h la diferencia solo fue del 0.36%. Al usar los datos del radar no se pudo determinar el μ óptimo, se observó que D_m derivado de los algoritmos SF y DF tenían una preferencia por $\mu = 0$ no obstante los menores errores de N_w se encontraron en $\mu = 4$ y $\mu = 2$ para los algoritmos SF y DF respectivamente.

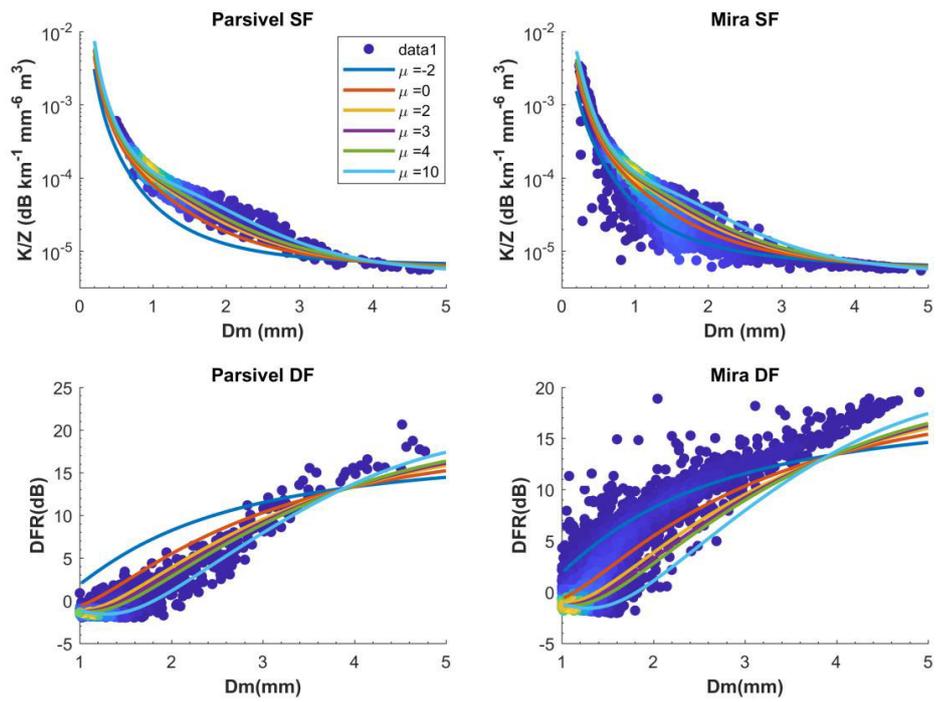


Fig. 5.8 Gráfico de dispersión de k / Z_h (fila superior) y DFR (fila inferior) para Disdrómetro (izquierda) y radar (derecha) sin aplicar la restricción de μ (puntos azules). Las líneas de colores corresponden a diferentes valores de μ . El color representa la densidad de muestras.

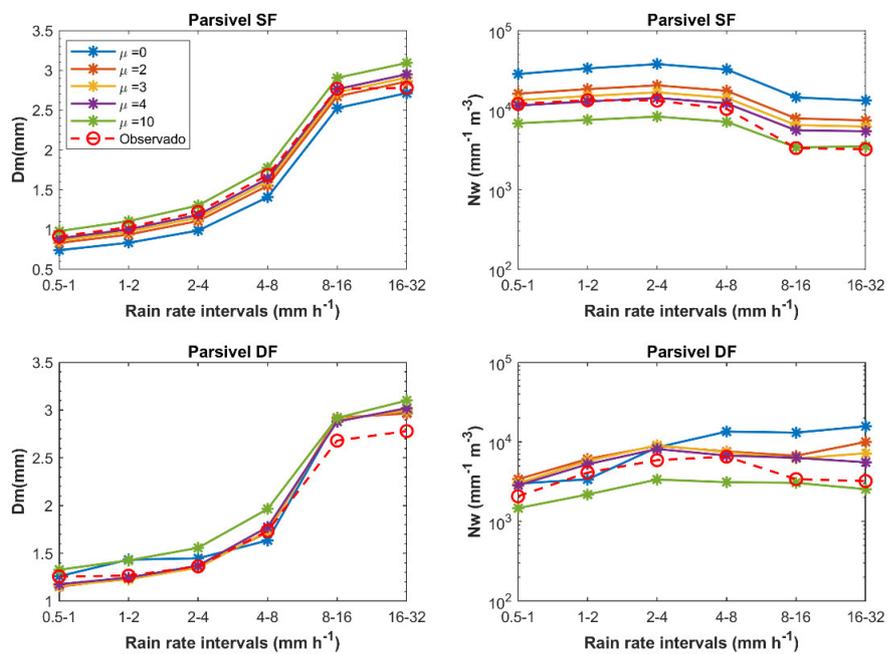


Fig. 5.9 Comparación de los promedio de D_m y N_w en diferentes intervalos de intensidad usando datos de disdrómetro. Fila superior algoritmo SF y fila inferior algoritmo DF. Valores observados son representados por la línea roja y los derivados usando distintos valores de μ por las líneas de colores.

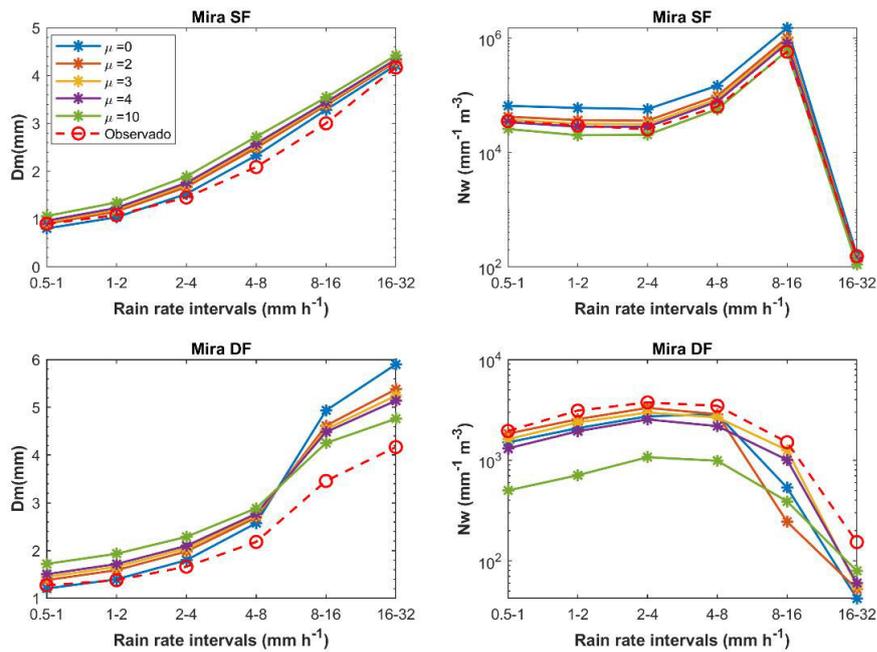


Fig. 5.10 Igual que la figura 5.9 pero usando datos de radar

Las figuras 5.11-5.14 comparan los espectros del DSD observados y derivados para varios valores de μ en las 6 clases de RR. Las gotas se clasificaron en gotas pequeñas (< 1 mm), gotas grandes (> 3 mm) y gotas medianas entre (1-3 mm) (Krishna et al., 2016; Narayana Rao et al., 2009). En el disdrómetro se observa claramente que usando el algoritmo SF (Fig.5.11) el parámetro de forma (μ) no impacta significativamente para gotas medianas y grandes con excepción de RR de 0.5-1 mm/h donde la región de gotas grande los espectros divergen, por otra parte, el algoritmo DF (Fig.5.12) si es influenciado por μ para gotas grandes en RR < 4 mm/h, intensidades mayores a 4 mm/h los espectros se comporta igual que el algoritmo SF, en cambio para gotas pequeñas los espectros si son afectados por μ . El radar (Fig. 5.13 y 5.14) tiene las mismas características que el disdrómetro con respecto a μ pero de una forma no tan pronunciada, además se observó que usando el algoritmo SF el espectro no mostró la característica curva cóncava hacia abajo en la región de gotas pequeñas. Cabe señalar que los espectros derivados usando el algoritmo SF para RR entre 1-2 mm/h tienen una extraña curva que aún no está claro a qué se debe.

Cuando se incluye el DSD observado en el análisis se observó en el disdrómetro que el espectro derivado tanto para los algoritmos SF y DF modela muy bien el espectro observado para gotas medianas y grandes, sin embargo las gotas pequeñas no son

correctamente modeladas en ninguno de los casos cuando se comparó el espectro con $\mu = 3$ el cual sobreestima la cantidad de gotas pequeñas para $RR < 8$ mm/h, pasando este punto el espectro modelado es subestimado en la región de gotas pequeñas, el incremento de gotas pequeñas en $RR > 8$ mm/h es el resultado de las múltiples rupturas de gotas grandes las cuales sus concentraciones ya no son despreciables en estas intensidades, las rupturas pueden ser causadas por ráfagas de aire o turbulencias (Ulbrich, 1983). El espectro obtenido al limitar $\mu = 4$ fue el que mejor modeló la curva cóncava hacia debajo del espectro observado para $RR < 8$ mm/h, siendo consistente con resultados anteriores donde se determinó que $\mu = 4$ poseía los menores errores.

Los espectros observados en el radar (5.13 y 5.14) tienen dos rasgos característicos, alta concentración de gotas pequeñas y un pico ubicado entre 4 -5 mm. La explicación de la alta concentración de gotas pequeñas como se mencionó anteriormente es causada por la sensibilidad del radar ya que en el disdrómetro no se observó tal característica. Vale la pena señalar que a medida que se incrementa el RR la concentración de gotas pequeñas también se incrementa, al igual que el disdrómetro esto es causado por la ruptura de gotas grandes. La explicación del pico entre 4-5 mm es la caída de la retrodispersión en la banda Ka (figura 4.2), como consecuencia la concentración se incrementa de forma ficticia.

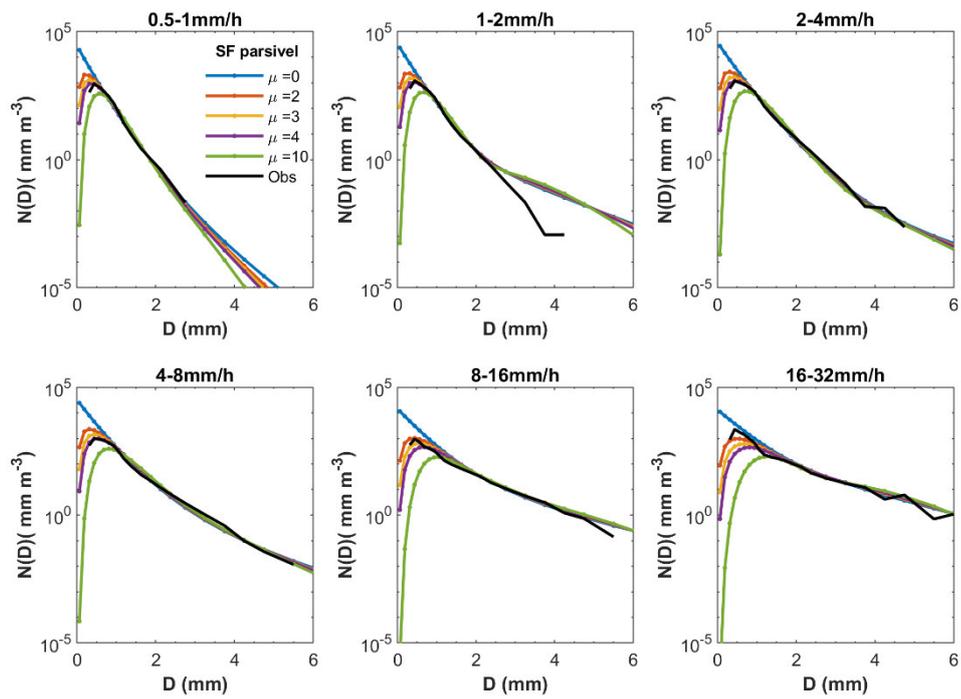


Fig. 5.11 Espectros promedios del DSD observados (línea negra) y derivados (colores) usando el algoritmo SF para distintos valores de μ e intensidad de lluvia. Datos de disdrómetro.

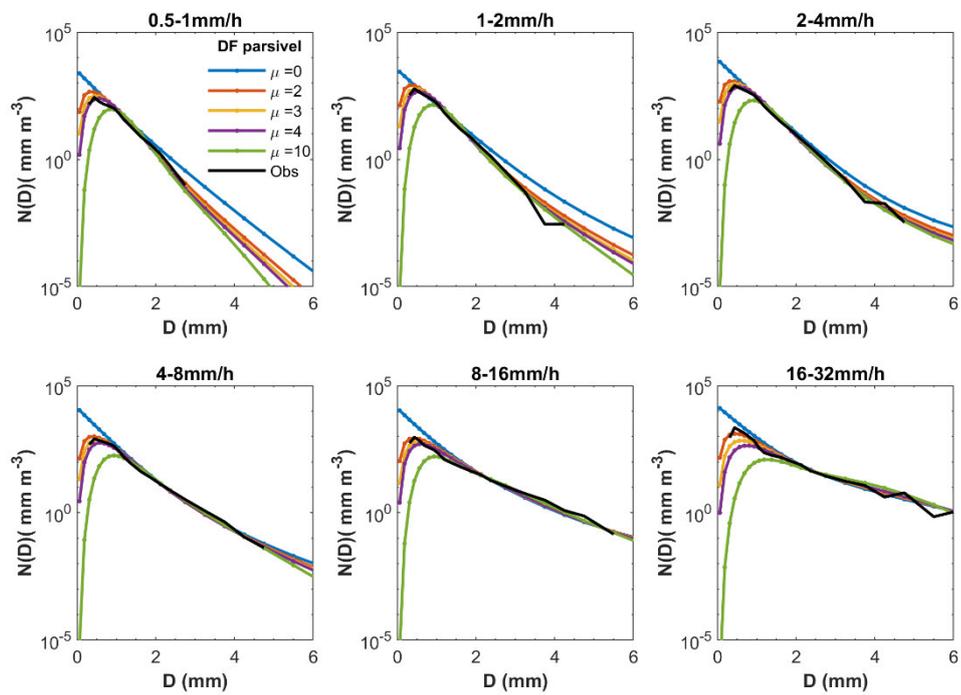


Fig. 5.12 Igual que la figura 5.11 pero usando el algoritmo DF.

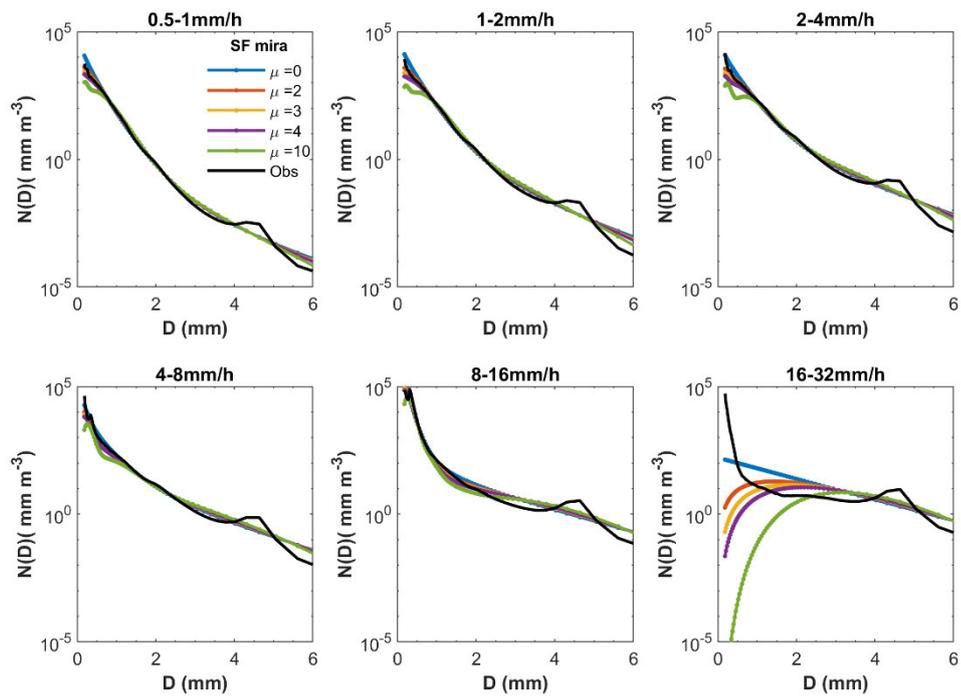


Fig. 5.13 Espectros promedios del DSD observados (línea negra) y derivados (colores) usando el algoritmo SF para distintos valores de μ e intensidad de lluvia. Datos de radar.

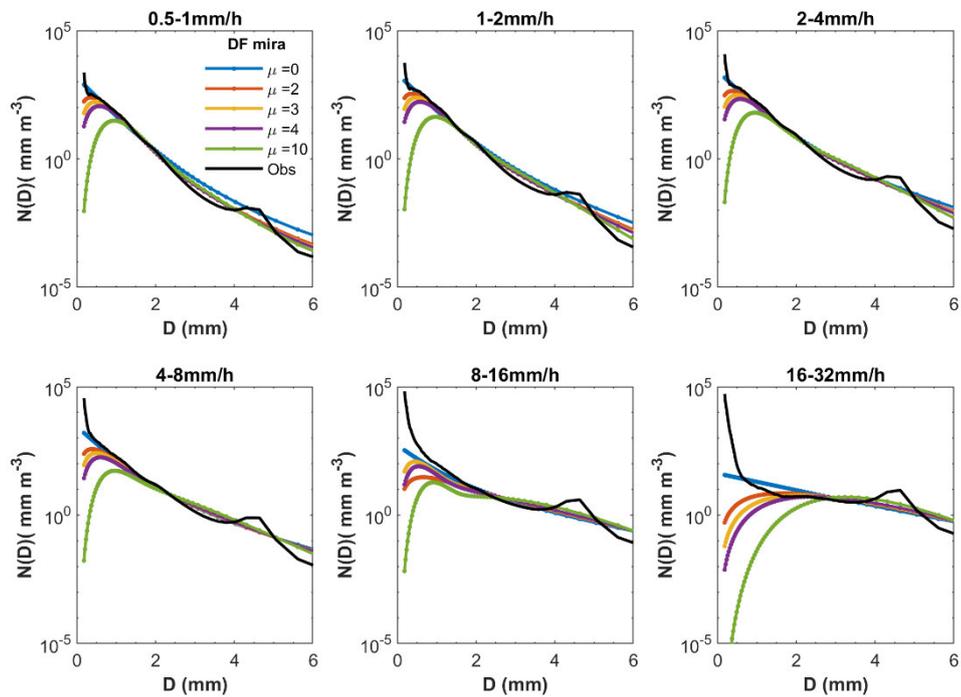


Fig. 5.14 Igual que la figura 5.13 pero usando el algoritmo DF.

5.3. Intercomparación de los parámetros DSD

En esta sección se comparara los parámetros DSD entre los diferentes instrumentos usando los algoritmos SF y DF. Sin embargo resulta importante señalar que tanto el disdrómetro como el radar son datos puntuales y para el GPM se consideró una la región de $1^\circ \times 1^\circ$ centrada en observatorio LAMAR. Por tal motivo se consideró determinar la variación espacial de los parámetros DSD antes de realizar la comparación, para ello se subdividió la región $1^\circ \times 1^\circ$ en 5 región de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. En la figura 5.15 se muestra la variación espacial de Dm y Nw, se observó que ambos parámetros presentaron ligeras variaciones para $RR < 8$ mm/h en todas las zonas, entre 8-32 mm/h el número de eventos es bajo y únicamente estuvieron presentes en las zonas 4 y 2. Con estos resultados se puede considerar las comparaciones consistentes y no son afectados por el desajuste del área de muestreo.

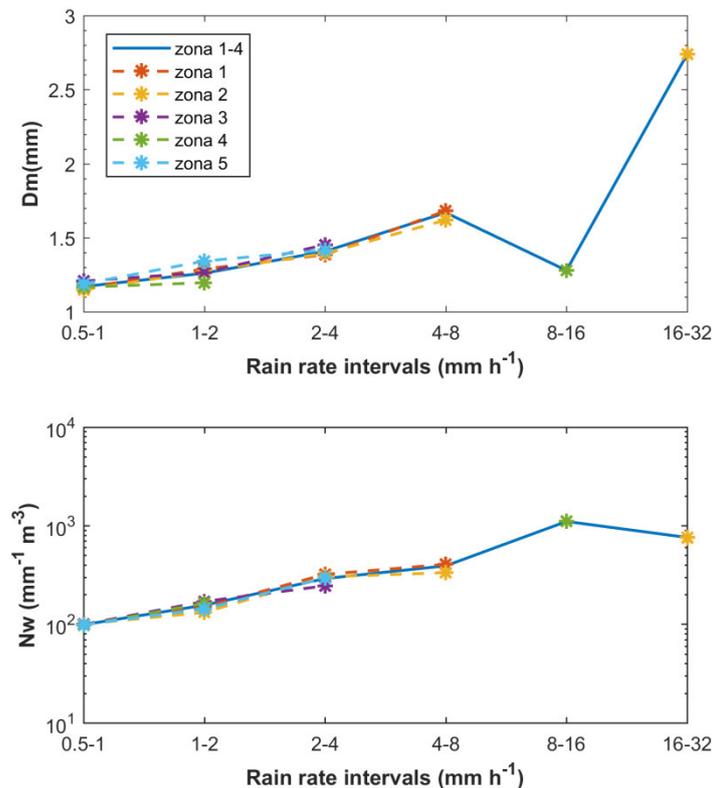


Fig. 5.15 Promedios de Dm y Nw obtenidos del GPM en distintas zonas. Zona 1 = -75.8 -75.3 -12.54 -12.04; zona 2 = -75.8 -75.3 -12.04 - 11.54; Zona 3 = -75.3 -74.8 -12.54 - 12.04; zona 4 = -75.3 -74.8 -12.04 -11.54; zona 5 = -75.55 -75.05 -12.29 -11.79.

La figura 5.16 y 5.17 muestra los parámetros DSD derivados usando los algoritmos SF y DF respectivamente. Tomando como referencia el disdrómetro, se observó que en el algoritmo SF, el GPM sobreestima aproximadamente en 0.3 mm Dm y subestima Nw en un orden de 10^2 . Por el lado del algoritmo DF, el GPM sobreestimo en promedio 0.087 mm el disdrómetro salvo entre 8-16 mm/h donde la diferencia crece a 1.5 mm. El parámetro Nw al igual que en el algoritmo SF es subestimado en aproximadamente un orden de 10^2 pero RR > 8 mm/h la concentración crece hasta llegar a 10^3 . Por su parte, el radar en RR < 4 mm/h no se aprecia un gran cambio con respecto al disdrómetro manteniendo una sobreestimación entre 0.08 y 0.6 mm usando el algoritmo SF y más de 0.4 mm usando el algoritmo DF, el parámetro Nw para este mismo intervalo de RR aproximadamente es sobreestimado en 8% y subestimado en 13% usando los algoritmos SF y DF respectivamente. Para RR > 4 mm/h la sobreestimación del parámetro Dm crece a más de 1 mm en ambos algoritmos y Nw también incrementa la sobreestimación y subestimación para los algoritmos SF y DF respectivamente.

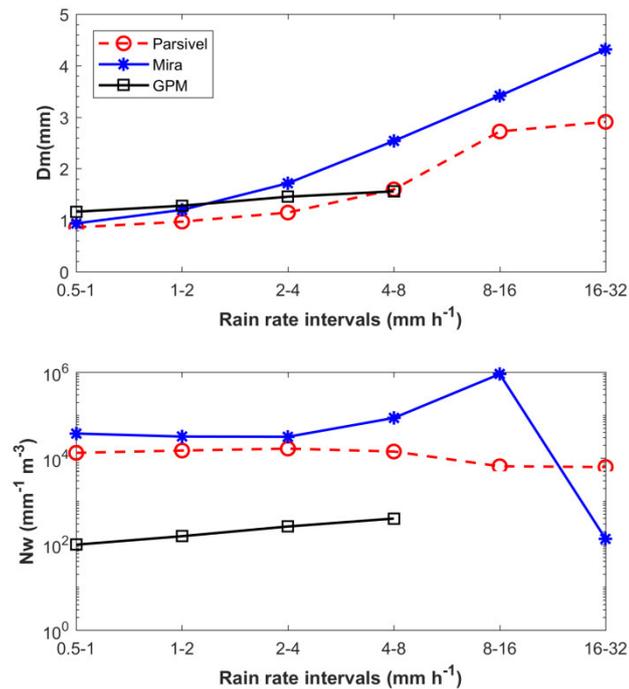


Fig. 5.16 Promedios de Dm y Nw derivados del algoritmo SF en diferentes intervalos de intensidad usando múltiples instrumentos.

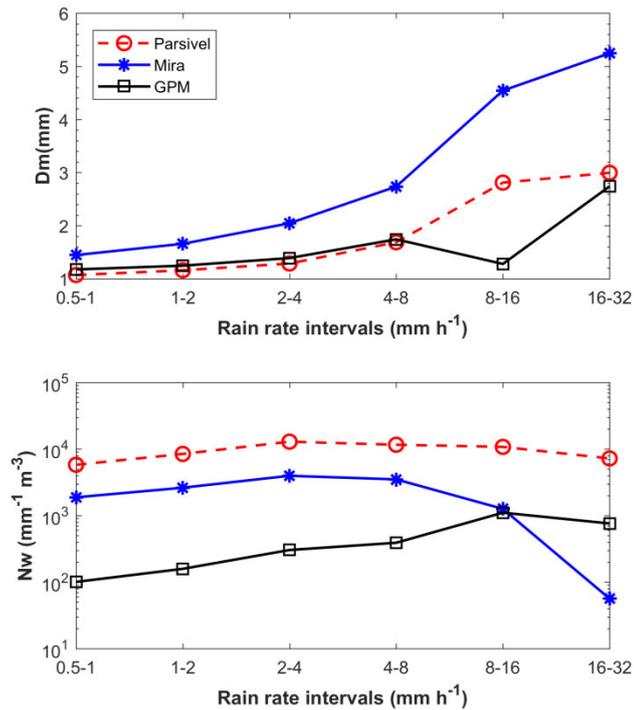


Fig. 5.17 Igual que la figura 5.16 pero usando el algoritmo DF.

De estos resultados se destaca el hecho que Dm derivado del algoritmo DF presento mejor desempeño que el algoritmo SF, siento esto contrario a los resultados antes expuestos donde el desempeño del algoritmo SF es ligeramente superior para intensidades bajas y altas, mientras que el parámetro Nw es significativamente inferior a los valores de referencia. Hay que tener en cuenta que la baja cantidad de datos del GPM tiene como consecuencia que únicamente tengamos datos hasta los 8 mm/h en el caso del algoritmo SF, además, de tener valores anómalos como la caída en el diámetro entre 8-16 mm/h en el algoritmo DF, para este caso en particular solo se presentó 2 eventos siendo estos insuficientes para establecer una buena estadística

En la figura 5.18 se muestra la relación entre Nw y Dm, como se mencionó anteriormente estos dos parámetros poseen una proporcionalidad inversa, sin embargo en el GPM es muy difícil observar esta tendencia. En el trabajo realizado por (Gorgucci & Baldini, 2016) también se observó esta característica, los autores deducen que existe una independencia entre estos parámetros, posiblemente sea originado por factores externos a los mismos algoritmos SF y DF

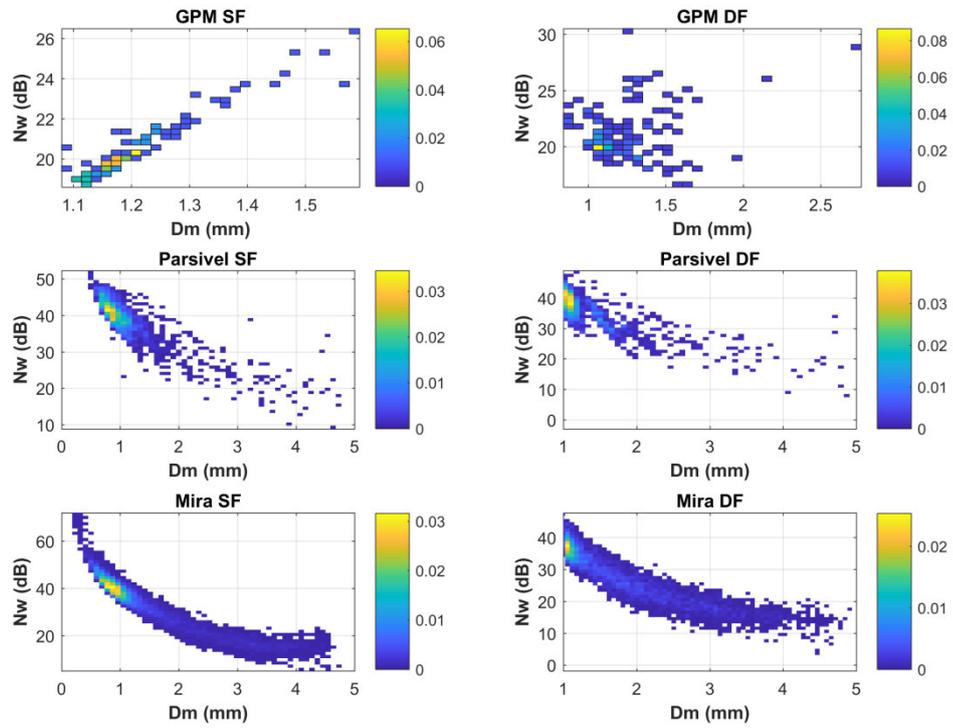


Fig. 5.18 Tendencia entre Nw y Dm para los algoritmos SF (Izquierda) y DF (derecha) usando múltiples instrumentos. El color representa la densidad de datos.

CAPÍTULO

6. CONCLUSIONES

En general, el algoritmo SF presento un mejor rendimiento de los parámetros D_m y N_w para intensidades de lluvia menores a 2 mm/h y mayores a 8 mm/h por otro lado el algoritmo DF destaco en intensidades entre 2 y 8 mm/h.

Las intensidades menores a 2 mm/h y mayores 8 mm/h donde ambos algoritmos muestran claras diferencias, tienen la característica de tener gotas pequeñas y grandes respectivamente. El rendimiento superior del algoritmo SF sobre el DF en el rango de en $RR < 2$ mm/h donde predomina las gotas pequeñas no muestra un cambio significativo cuando se comparó los espectros derivados y observados indicando que el algoritmo DF compensa el incremento del valor del parámetro D_m disminuyendo la concentración además, el hecho de que los $D_m < 1$ mm sea descartados, el algoritmo DF recrea la región del espectro que no es considerada introduciendo errores. En el caso de $RR > 8$ mm/h las gotas grandes son significativas por tal motivo se originan el incremento de gotas pequeñas causadas por la ruptura de las gotas grandes que ninguno de los algoritmos es capaz de modelar.

El parámetro de forma no posee un impacto significativo para gotas medianas y grandes pero si para gotas pequeñas cuando se analizó el algoritmo SF no obstante, en el algoritmo DF, μ si afecta a las gotas medianas y grandes en los $RR < 4$ mm/h. El espectro que mejor modelo los DSD observados fue con $\mu = 4$ indicando que establecer $\mu=3$ no es la mejor opción para esta zona.

Los bajos errores y las altas concentraciones de gotas pequeñas observadas en el radar posiblemente sean causados por la sensibilidad del mismo además, de la alta atenuación presente en $RR > 8$ mm/h difícil de corregir.

La ausencia de la pendiente negativa entre N_w y D_m en los datos de satélite refuerza la postura que existen factores externos a los mismos algoritmos que influyen en el cálculo de los parámetros del DSD principalmente en el parámetro N_w . Los factores que no se tomaron en cuenta para reproducir los parámetros fueron el PIA y el NUBF, los cuales si están presentes en las mediciones del GPM.

A pesar de haber determinado algunos de los factores que posiblemente influyan en la estimación de la precipitación en zonas alto andinas, aún quedan otros factores que no se han abarcado en esta investigación como la atenuación de la reflectividad causada por la precipitación o el fenómeno del clutter que se intensifica en las regiones montañosas, causando errores en la determinación de la altura de la banda de brillo y en algunos casos omitiéndola.

BIBLIOGRAFÍA

- Atlas, D., Srivastava, R. C., & Sekhon, R. S. (1973). Doppler Radar Characteristics of Precipitation. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 11(1), 1–35.
- Blanchard, D. C. (1953). Raindrop Size-Distribution in Hawaiian Rains. *Journal of Meteorology*. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1953\)010<0457:rsdihr>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1953)010<0457:rsdihr>2.0.co;2)
- Bringi, V. N., & Chandrasekar, V. (2001). *Polarimetric Doppler Weather Radar*. *Eos, Transactions American Geophysical Union* (Vol. 83). Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511541094>
- Caton, P. G. (1966). A study of raindrop-size distribution in the free atmosphere. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 92: 577-579. doi:10.1002/qj.49709239418
- Cerro, C., Codina, B., Bech, J., & Lorente, J. (1997). Modeling Raindrop Size Distribution and Z(R) Relations in the Western Mediterranean Area. *Journal of Applied Meteorology*, 36(11), 1470–1479. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1997\)036<1470:MRSDAZ>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1997)036<1470:MRSDAZ>2.0.CO;2)
- Chang, N.B. & Hong, Y. (2012). *Multiscale Hydrologic Remote Sensing: Perspectives and Applications* (1st Ed.). Boca Raton: CRC Press.
- Deirmendjian, D. (1969). Electromagnetic scattering on spherical polydispersions. New York: American Elsevier Pub. Co.
- Doviak, R.J. & Zrnić, D.S. (1993). *Doppler Radar and Weather Observations*. (2nd Ed.). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-221422-6.50009-7>.
- Deng, M., Kollias, P., Feng, Z., Zhang, C., Long, C. N., Kalesse, H., ... Protat, A. (2014). Stratiform and convective precipitation observed by multiple radars during the DYNAMO/AMIE experiment. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 53(11), 2503–2523. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-13-0311.1>
- Foote, G. B., & Du Toit, P. S. (1969). Terminal Velocity of Raindrops Aloft. *Journal of Applied Meteorology*. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1969\)008<0249:tvora>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1969)008<0249:tvora>2.0.co;2)
- Griffiths, D. Jeffrey. (1999). Introduction to electrodynamics. (3rd ed). Upper Saddle River (N.J.): Prentice-Hall.
- Gorgucci, E., & Baldini, L. (2016). A self-consistent numerical method for microphysical retrieval in rain using GPM dual-wavelength radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 33(10), 2205–2223. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-16-0020.1>
- Gunn, R., & Kinzer, G. D. (1949). the Terminal Velocity of Fall for Water Droplets in Stagnant Air. *Journal of Meteorology*. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1949\)006<0243:ttvoff>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1949)006<0243:ttvoff>2.0.co;2)
- Hahn, D. W. (2009). Rayleigh and Mie Light Scattering_OCR, (July), 1–13. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-174551-6.50005-7>
- Harikumar, R. (2016). Orographic effect on tropical rain physics in the Asian monsoon

-
- region. *Atmospheric Science Letters*, 17(10), 556–563.
<https://doi.org/10.1002/asl.692>
- Iguchi, A. T., Seto, S., Meneghini, R., Chandrasekar, V., & Kubota, T. (2017). GPM/DPR Level-2 Algorithm Theoretical Basis Document, (April 2015).
- Krishna, U. V. M., Reddy, K. K., Seela, B. K., Shirooka, R., Lin, P. L., & Pan, C. J. (2016). Raindrop size distribution of easterly and westerly monsoon precipitation observed over Palau islands in the Western Pacific Ocean. *Atmospheric Research*, 174–175, 41–51. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.01.013>
- Kubota, T., Iguchi, T., Kojima, M., Liao, L., Masaki, T., Hanado, H., ... Oki, R. (2016). A statistical method for reducing sidelobe clutter for the Ku-band precipitation radar on board the GPM core observatory. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 33(7), 1413–1428. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-15-0202.1>
- Lam, H. Y., Din, J., & Jong, S. L. (2015). Statistical and physical descriptions of raindrop size distributions in equatorial Malaysia from disdrometer observations. *Advances in Meteorology*, 2015(April). <https://doi.org/10.1155/2015/253730>
- Le, M. (2013). Microphysical retrieval and profile classification for GPM dual-frequency precipitation radar and ground validation. Retrieved from <http://hdl.handle.net/10217/78832>
- Le, Minda, & Chandrasekar, V. (2014). An algorithm for drop-size distribution retrieval from GPM dual-frequency precipitation radar. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 52(11), 7170–7185.
<https://doi.org/10.1109/TGRS.2014.2308475>
- Leinonen, J. (2014). High-level interface to T-matrix scattering calculations: architecture, capabilities and limitations. *Optics Express*, 22(2), 1655.
<https://doi.org/10.1364/oe.22.001655>
- Liao, L., Meneghini, R., & Tokay, A. (2014). Uncertainties of GPM DPR Rain Estimates Caused by DSD Parameterizations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 53(11), 2524–2537. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-14-0003.1>
- Löffler-Mang, M., & 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., & Palmer, W. M. K. (1948). THE DISTRIBUTION OF RAINDROPS WITH SIZE. *Journal of Meteorology*, 5(4), 165–166. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1948\)005<0165:TDORWS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1948)005<0165:TDORWS>2.0.CO;2)
- Meneghini, R., Liao, L., Tanelli, S., & Durden, S. L. (2012). Assessment of the Performance of a Dual-Frequency Surface Reference Technique Over Ocean. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 50(8), 2968–2977.
<https://doi.org/10.1109/TGRS.2011.2180727>
- Michaelides, S., Levizzani, V., Anagnostou, E., Bauer, P., Kasparis, T., & Lane, J. E. (2009). Precipitation: Measurement, remote sensing, climatology and modeling. *Atmospheric Research*, 94(4), 512–533.
<https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2009.08.017>

-
- Mishchenko, M. & Travis, L. (1996). T-matrix computations of light scattering by nonspherical particles: A review. <https://doi.org/10.1002/2017MS000953>
- Mishchenko, M. & Travis, L. (1998). Capabilities and limitations of a current FORTRAN implementation of the T-matrix method for randomly oriented, rotationally symmetric scatterers. *Disease InforJ. Quant. Spectrosc. Radiat. Transformation*, 60(3), 8–9.
- Mishchenko, M. I., Travis, L. D., & Lacis, A. A. (2002). Entire Book: Scattering, Absorption, and Emission of Light by Small Particles. *Scattering, Absorption, and Emission of Light by Small Particles*, 3–448.
- Narayana Rao, T., Radhakrishna, B., Nakamura, K., & Prabhakara Rao, N. (2009). Differences in raindrop size distribution from southwest monsoon to northeast monsoon at Gadanki. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135(643), 1630–1637. <https://doi.org/10.1002/qj.432>
- Nieminen, T. A., Rubinsztein-Dunlop, H., & Heckenberg, N. R. (2003). Calculation of the T-matrix: General considerations and application of the point-matching method. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 79–80, 1019–1029. [https://doi.org/10.1016/S0022-4073\(02\)00336-9](https://doi.org/10.1016/S0022-4073(02)00336-9)
- Orfanidis, S. J. (2008). Waves and Antennas Electromagnetic. *Media*, 2, 525–570. Retrieved from <http://www.ece.rutgers.edu/~orfanidi/ewa/>
- Peters, G., Fischer, B., Münster, H., Clemens, M., & Wagner, A. (2005). Profiles of raindrop size distributions as retrieved by microrain radars. *Journal of Applied Meteorology*, 44(12), 1930–1949. <https://doi.org/10.1175/JAM2316.1>
- Radhakrishna, B., Satheesh, S. K., Rao, T. N., Saikranthi, K., & Sunilkumar, K. (2016). Assessment of DSDs of GPM-DPR with ground-based disdrometer at seasonal scale over Gadanki. *J. Geophys. Res. Atmos*, 121(19), 11,792–11,802. <https://doi.org/10.1002/2015JD024628>
- Raupach, T. H., & Berne, A. (2015). Correction of raindrop size distributions measured by Parsivel disdrometers, using a two-dimensional video disdrometer as a reference. *Atmospheric Measurement Techniques*, 8(1), 343–365. <https://doi.org/10.5194/amt-8-343-2015>
- Seto, S., Iguchi, T., & Oki, T. (2013). The basic performance of a precipitation retrieval algorithm for the global precipitation measurement mission's single/dual-frequency radar measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 51(12), 5239–5251. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2012.2231686>
- Silva, Y., Takahashi, K., Cruz, N., Trasmonte Soto, G. L., Mosquera, K., Nickl, E., ... Lagos, P. (2006). Variability and Climate Change in the Mantaro River Basin, Central Peruvian Andes. *Proceedings of 8 ICSHMO, Foz Do Iguacu, Brazil*, (INPE), 407–419.
- Skolnik, M. I. (1980). *Introduction to Radar Systems, 2nd Edition* (2nd ed.). New York: McGraw-Hill Inc.
- Spurr, R., Wang, J., Zeng, J., & Mishchenko, M. I. (2012). Linearized T-matrix and Mie scattering computations. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative*

-
- Transfer*, 113(6), 425–439. <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2011.11.014>
- Testud, J., Oury, S., Black, R. A., Amayenc, P., & Dou, X. (2001). The Concept of “Normalized” Distribution to Describe Raindrop Spectra: A Tool for Cloud Physics and Cloud Remote Sensing. *Journal of Applied Meteorology*, 40(6), 1118–1140. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<1118:TCOND>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<1118:TCOND>2.0.CO;2)
- Tokay, A., D’Adderio, L. P., Porcù, F., Wolff, D. B., & Petersen, W. A. (2017). A Field Study of Footprint-Scale Variability of Raindrop Size Distribution. *Journal of Hydrometeorology*, 18(12), 3165–3179. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-17-0003.1>
- Tokay, A., Wolff, D. B., & Petersen, W. A. (2014). Evaluation of the new version of the laser-optical disdrometer, OTT parsivel. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 31(6), 1276–1288. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-13-00174.1>
- Ulbrich, C. W. (1983). Natural Variations in the Analytical Form of the Raindrop Size Distribution.
- Utsav, B., Deshpande, S. M., Das, S. K., & Pandithurai, G. (2017). Statistical Characteristics of Convective Clouds over the Western Ghats Derived from Weather Radar Observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(18), 10,050–10,076. <https://doi.org/10.1002/2016JD026183>
- Villalobos Puma, E. E. (2016). Validación del algoritmo de estimación de precipitación del radar de frecuencia dual (DPR) abordo del satélite GPM, usando datos de precipitación in situ sobre el valle del río Mantaro (Tesis de licenciatura en física). Universidad nacional mayor de san marcos, Perú
- Waterman, P. C. (1965). Matrix formulation of electromagnetic scattering. *Proceedings of the IEEE* 53, 805-812.
- Wen, L., Zhao, K., Zhang, G., Xue, M., Zhou, B., Liu, S., & Chen, X. (2016). Statistical characteristics of raindrop size distributions observed in East China during the Asian summer monsoon season using 2-D video disdrometer and Micro Rain Radar data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(5), 2265–2282. <https://doi.org/10.1002/2015JD024160>
- Williams, C. R., & Gage, K. S. (2009). Raindrop size distribution variability estimated using ensemble statistics. *Annales Geophysicae*, 27(2), 555–567. <https://doi.org/10.5194/angeo-27-555-2009>
- Williams, Christopher R., Bringi, V. N., Carey, L. D., Chandrasekar, V., Gatlin, P. N., Haddad, Z. S., ... Wolff, D. B. (2014). Describing the shape of raindrop size distributions using uncorrelated raindrop mass spectrum parameters. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 53(5), 1282–1296. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-13-076.1>