Universidad Nacional Mayor de San Marcos
Universidad del Perú. Decana de América
Facultad de Ciencias Físicas
Escuela Profesional de Física

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

Para optar el Título Profesional de Licenciado en Física

AUTOR

Elver Edmundo VILLALOBOS PUMA

ASESOR

Octavio FASHÉ RAYMUNDO

Fey Yamina SILVA VIDAL DE MILLONES (Coasesor)

Steven Paul CHÁVEZ JARA (Coasesor)

Lima, Perú

2016



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

Villalobos, 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 pregrado, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ciencias Físicas, Escuela Profesional de Física]. Repositorio institucional Cybertesis UNMSM.

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 18:00 horas del lunes 28 de noviembre del 2016 en el Salón de Grados de la Facultad (Auditorio 109), bajo la Presidencia del Mg. Cesar Aguirre Céspedes (Presidente), del Mg. Jorge Martín Quispe Sánchez (Miembro),Mg. Octavio Fashé Raymundo (Asesor) y del Lic. José Carlos Eche Llenque (Suplente), se dio inicio a la Sesión Pública de Sustentación de Tesis para la Licenciatura en Física mediante la **modalidad M1** del bachiller.

VILLALOBOS PUMA, ELVER EDMUNDO

Dando lectura al Resumen del Expediente, el Presidente del Jurado invitó al bachiller Villalobos Puma, Elver E. a realizar una exposición del trabajo de tesis titulado **"Validación del algoritmo de estimación de precipitación del radar de frecuencia dual (DPR) a bordo del satélite GPM, usando datos de precipitación in si tu sobre el valle del rio Mantaro".**

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. Cesar Aguirre Céspedes invitó al candidato y al público a pasar al Salón de Grados de la Facultad para dar lectura al resultado de la deliberación. El candidato ha obtenido la calificación de:

Muy Bueno	18	Dieciocho
(MENCIÓN)	(NÚMERO)	(LETRAS)

Finalmente, el Presidente del Jurado propone al Consejo de la Facultad que se le declare Licenciado en Física al bachiller Villalobos Puma, Elver E. Siendo las 19:30 horas, se levanta la Sesión.

Mg. Cesar Aguirre Céspedes
PRESIDENTE

Mg. Jorge Martin Quispe Sánchez
MIEMBRO

Mg. Octavio Fashé Raymundo
ASESOR

Lic. José Carlos Eche Llenque
SUPLENTE

Mis asesores:

Asesor: Mag. Octavio Fashe Raymundo

Co-asesora: P.h.D Yamina Silva Vidal

Co-asesor: Lic. Steven Chávez Jara

Dedicatoria

A Dios, a mi familia
en especial para mis padres
Hortencia y Edmundo, y para Mayuri.

Agradecimientos

En especial agradezco a mi asesora Dra. Yamina Silva, por su confianza, constante enseñanza, ejemplo de profesionalismo, y sus consejos lo cual han sido clave para lograr la presente tesis. Asi mísmo, agredezco a mis asesores: Steven Chávez, por su apoyo permanente, valiosos enseñanzas, comentarios y primeros scripts, a Octavio Fashe por su constante motivación y apoyo singular para cumplir la meta. Agradecer a mis hermanas y hermanos, y a Nancy por la comprensión, paciencia y confianza.

Esta tesis se desarrolló en el marco de los proyectos: "Adquisición de un radar perfilador para estudios de la física, microfísica y dinámica de nubes y precipitaciones en la zona andina" (contrato $N°$ 129-FINCyT-ECL-2014) y "Estudio de los procesos físicos que controlan los flujos superficiales de energía y agua para el modelado de heladas, lluvias intensas y evapotranspiración en la sierra central del Perú". Contrato $N°$ 400-PNIC-2015. Ejecutado por el Instituto Geofísico del Perú con financiamiento del Programa Nacional de Innovación para la Competitividad y Productividad (Innóvate Perú).

Agradecimientos al equipo que forman el Laboratorio de Microfísica atmosférica y Radiación *(LAMAR)* por apoyo en las mediciónes de gotas de lluvia y en la parte de instrumentación. Al Ing. Jacinto Arroyo (Observatorio de Huancayo) por facilitarme los datos de pluviometro, a Lucy Giraldez por la medición de tamaño de gotas lluvia, a Raul Pozo por su apoyo y motivación. Agradecimientos a las instituciones: Instituto Geofísico del Perú a todo el personal de Subdirección de Ciencias de la Atmósfera e Hidrósfera (SCAH). A mi facultad Ciencias Físicas de la universidad nacional Mayor de San Marcos en donde me forme como físico, y a mis profesores de Física por sus enseñanzas y motivación para hacer ciencia.

Resumen

La medición del factor de reflectividad (Z) a través de sensoramiento remoto por radares es de gran interés, ya que a partir de ello se determina la razón de lluvia (R), sin embargo estas mediciones estan sujetos a incertidumbre, debido a que para estimar la razón de lluvia en la superficie, el satélite utilizó el valor de Z medida a una altura cercana a la superficie, y considera que Z no varía hasta el suelo. Las estimaciones de R y Z proporcionado por el *Dual-frequency Precipitation Radar (DPR)* que se encuentra abordo del satélite *Global Precipitation Measurement (GPM)*, ha sido comparado y validado con los datos *in situ* del disdrómetro óptico y el radar Mira35C en la banda Ka, así mismo para la validación se realizarón experimentos utilizando la técnica de papel del filtro para obtener la *Drop Size Distribution (DSD)* a partir de 40 muestras para diferentes eventos de lluvia.

El área de estudio corresponde para el valle del río Mantaro localizado en los Andes centrales del Perú en América del Sur, donde ocurren eventos meteorológicos como lluvias intensas, heladas y granizadas. Asimismo, el periodo de estudio corresponde desde noviembre a diciembre de 2014, enero a marzo y noviembre a diciembre de 2015 y enero a marzo de 2016. Se empleó el método de regresión lineal entre R y Z para encontrar los parámetros **a** y **b** de la relación empírica ($R = aZ^b$) propuesto por *Marshall and Palmer (1948)*. Como resultado se obtuvo valores de **a** y **b** para precipitación estratiforme: para la banda Ku a=0.020 y b=0.669, para la banda Ka a=0.015 y b=0.675, mediante la técnica de papel de filtro a=0.017 y b=0.671, con el disdrómetro óptico a=0.027 y b=0.698 y con el radar Mira35C a=0.015 y b=0.623. Así mismo, para precipitación convectiva, usando la banda Ku se obtuvo a=0.033 y b=0.595 y con el disdrómetro óptico a=0.030 y b=0.695.

Se concluye que los parámetros **a** y **b** utilizados por los radares de banda ka y ku abordo del GPM son muy cercanos a los obtenidos con el papel del filtro y el disdrómetro óptico para precipitación estratiforme lo cual valida las estimaciones de

razón de lluvia en la superficie. En el caso de la lluvia estratiforme se conoce que es más uniforme a nivel espacial y también presenta pocas variaciones en el tiempo. En cambio la precipitación del tipo convectiva es más variable en el espacio, inclusive no siempre cubren el área total del pixel ($25km^2$), y son mucho más variables en el tiempo lo cual hace más complicada su correcta estimación.

Abstract

The measurement of reflectivity factor (Z) by remote sensing of radars is of great interest, because rate rain (R) is determined from Z. However, however, theses estimates present uncertainty, because, the rate rain estimation on surface level, the satellite using value of Z at a height near at surface, and considers the values of Z constant. The measurements of R y Z proposed by Dual-frequency Precipitation Radar (DPR) onboard the Global Precipitatio Measurement (GPM), they are comparison and validate with in situ date fo the optical disdrometer, mira35c radar in Ka band, likewise, for validate was used the filter paper technique where it was obtained the Drop Size Distribution (DSD), and from there 40 samples for different rainy events.

The study area belongs at Mantaro river valle Peruvian Andes in south americal, where they ocurre meteorological events heavy rain, frost, and hail. Likewise the The study period belongs from november to december of 2014, from january to march and november to december of 2015 and january to march of 2016. We used the linear regression method between R and Z, to find the paramters **a** and **b** of the empirical relationship $[R = aZ^b]$ proposed by Marshall and Palmer (1948). As a result we obtained the values of textbfa and **b** for the stratiform precipitation: Ku band a=0.020 and b=0.669, Ka band a=0.015 and b=0.675, filter paper technique a=0.017 and b=0.671, optical disdrometer a=0.027 and b=0.698 and mira35c radar a=0.015 and b=0.623. Likewise, the parameters a and b for the convective type are the following: mira35c radar a=0.001 and b=0.786 and Ku band a=0.033 and b=0.595.

it concludes the parametes **a** and **b** used by Ku and Ka radars onboards of the GPM, they are very close to the obtained by filter paper, disdrometer for stratoforme precipitation which validates rain rate estimates on surface. in the case stratiforme precipitation we known its more uniform at level spacial and also present few vari-

ations at time. Instead, the convective precipitation is more variable at spacial and not alwasy covers the total area of the pixel ($25km^2$) and they are more variables at time and it more difficult for estimate correct.

Índice de figuras

1.1. Valle del río Mantaro (Elaboración propia) 6
1.2. Límite del valle del río Mantaro (Elaboración propia) 7

2.1. Una antena biestático, modificado de (Rees, 2012) 16
2.2. Precipitación estratiforme, modificado de (Houze Jr, 2014) 26
2.3. Precipitación convectiva, modificado de (Houze Jr, 2014) 27

3.1. Constelación de los satélites del proyecto GPM, fuente (JAXA, 2014) 29
3.2. Satélite núcleo GPM y swath para KaPR, KuPR y GMI, fuente (JAXA, 2014) 30
3.3. Ángulo de inclinación entre el satélite GPM y el plano de la Tierra . 33
3.4. Elipsoide de referencia, modificado de (NASA, 2012) 33
3.5. El satélite GPM, escanea de manera transversal a la dirección del vuelo, modificado de (Iguchi et al., 2010) 35
3.6. Disdrómetro óptico ubicado en LAMAR 37
3.7. Variación de voltaje según el tamaño de partículas: a) Partículas pequeñas y grandes atraviesan por el haz del disdrómetro óptico. b) Sensor receptor detecta señales alteradas por los hidrometeoros, modificado de (Löffler-Mang and Joss, 2000) 38
3.8. Una partícula de precipitación atraviesa por el haz planar del disdrómetro óptico 39

5.1. Tipos de scaneos ascendentes y descendentes del núcleo GPM fuente (JAXA, 2014) 46
5.2. a) Sistema de coordenadas que representa el mapa en grilla regular, b) sistema de coordenadas del imagen en grilla del satélite, fuente (Richards and Jia, 1986) 47
5.3. La grilla regular y grilla del satélite GPM, fuente (Chávez, 2013) . . . 48

5.4. Unión de puntos de grilla regular y grilla del satélite GPM, fuente (Chávez, 2013) 49
5.5. Interpolación bilineal de la grilla del satélite GPM, fuente (Chávez, 2013) 49
5.6. a) Papel del filtro fijado con un alfiler, minutos antes de la exposición a la lluvia. b) Papel del filtro después de la exposición a la lluvia . . . 52
5.7. a) Plantilla calibrada (b) Papel del filtro contenido de DSD y la plantilla 52

6.1. Distribución de la intensidad de lluvia en función de las velocidades del viento: **a)** velocidad zonal, **b)** velocidad meridional, y **c)** velocidad vertical. Los datos analizados corresponden para 39 días con eventos de precipitación durante noviembre a diciembre de 2015. . . . 55
6.2. Distribución de la intensidad de lluvia en función de la velocidad vertical del viento, para eventos de lluvia ocurrido en los meses noviembre y diciembre de 2015. 56
6.3. Velocidad terminal de las gotas de lluvia para diferentes valores de presión y temperatura, elaboración propia 57
6.4. Estimación de la distribución del tamaño de las gotas de lluvia a través del uso de la técnica de papel del filtro (verde corresponde al evento 20 de noviembre de 2015 y azul para 29 de noviembre de 2015). 58
6.5. Distribución de tamaño de gotas de lluvia: a) Relación exponencial de Marshall-Palmer, b) Distribución de la función gamma. 59
6.6. Relación entre el factor de reflectividad y la razón de lluvia, obtenido a partir del conteo de DSD 60
6.7. Distribución lineal del factor de reflectividad y la razón de lluvia, a) Para lluvias menores a 1mm/h y b) mayores a 1mm/h. 61
6.8. Serie de tiempo para 24 horas del evento de 9 de noviembre de 2015, proporcionado por el disdrómetro óptico, donde el verde es el factor de reflectividad y azul la razón de lluvia. 62
6.9. Parámetros a y b de la relación de R-Z que pertenece a la medición del disdrómetro para diferentes eventos meteorológicos 63
6.10. Variación de precipitación acumulada cada 60 minutos del evento 2015-11-12. **a)** Representación en forma línea continua y **b)** Representación en forma barras 66

6.11. Ciclo diurno de la precipitación acumulada cada 60 minutos a partir del pluviómetro y el disdrómetro. **a)** Representación en forma línea y **b)** Representación en forma de barras. 67
6.12. a) Modos de escaneo, el verde corresponde a la banda Ku (NS), el azul sobrepuesto al verde pertenece a la banda Ka (MS) y el rojo a la banda Ka (HS), por consiguiente la banda Ka escanea de dos modos. b) El valle del río Mantaro grillado (azul) está cubierto por la grilla de la banda Ku (rojo) 69
6.13. Distribución espacial de razón de lluvia (R) a) Estimación de R de banda Ku b) Estimación de R de banda Ka c) Estimación de R de DPR. Para ellos, se consideró datos del periodo de los meses de lluvia desde noviembre de 2014 hasta marzo de 2016 71
6.14. Parámetros de a y b a partir de la medición de PRKa, los valores pertenecen para precipitación estratiforme. 72
6.15. Distribución de R-Z y parámetros a y b para precipitación de tipo convectiva que corresponde a la PRKu 73
6.16. Parámetros a y b para la precipitacíon convectiva que corresponde a la PRKu 74
6.17. Disitribución espacial de las partículas de precipitación, para el evento ocurrido el 12 de diciembre de 2015 75
6.18. Comparando el factor de reflectividad y la razón de lluvia observada por mira35c y disdrómetro óptico para el evento ocurrido el 22 de dicimbre de 2015, a) Comparación de Factor de reflectividad y b) Comparación de la razón de lluvia. 77
6.19. Presencia de la banda brillante para precipitación de tipo estratiforme ocurrido e1 28 de diciembre de 2015 78
6.20. Perfil vertical del factor de reflectividad equivalente (Ze), los valores más alto del Ze representa la banda brillante (BB), este evento pertenece para 22 de diciembre de 2015. 79
6.21. Distribución espacial de velocidad vertical y factor de reflectividad de los hidrometeoros para el evento de 29 de diciembre de 2015 a) Velocidad Doppler (m/s) b) Factor de reflectividad (dBZ) 81
6.22. Parámetros **a** y **b** para régimen de lluvias observada por el radar mira35C, a) Para precipitación de tipo convectiva b) Para precipitación de tipo estratiforme 82

Índice de tablas

3.1. Principales características de los dos radares del GPM 34
3.2. Tipos de hidrometeoros que mide los dos radares 36
3.3. Escala de medición de hidrometeoros usando el disdrómetro óptico, fuente (Parsivel 2, OTT) 40

6.1. Caracterización de los tipos de precipitación usando el codigo SYNOP y a partir de observaciones *in situ* para el periodo de lluvia desde noviembre de 2015 hasta marzo de 2016 64
6.2. Comparación de los parámetros obtenidos a partir de las mediciones del disdrómetro óptico y la técnica de papel del filtro 65
6.3. Constante diélectrico que usa el radar para diferentes objetivos (Fabry, 2015) 79
6.4. Valores de los parámetros **a** y **b** para la zona de estudio y tambien se muestra los valores de **a** y **b** que fue encontrado por distintos autores en otras regiónes del mundo 83

Lista de abreviaturas y siglas

ARM	-	Atmospheric Radiation Measurement
DSD	-	Drop Size Distribution
DPR	-	Dual-frequency Precipitation Radar
GMI	-	GPM Microwave Imager
GPM	-	Global Precipitation Measurement
HDF	-	Hierarchical Data Format
JAXA	-	Japan Aerospace Exploration Agency
MAREMEX	-	Manejo de riesgos de desastres ante eventos meteorológicos extremos
NCSA	-	The National Center for Supercomputing Aplication-University of Illionois
NASA	-	Natioanl Aeronautics and Space Administration
PR	-	Precipitation Radar
KuPR	-	Ku-band Precipitation Radar
KaPR	-	Ka-band Precipitation Rdar
TRMM	-	Tropical Rainfall Measuring Mission

Índice general

Mis asesores: I

Dedicatoria I

Agradecimientos II

Resumen III

Abstract V

Lista de abreviaturas y siglas XI

1. Introducción 1

1.1. Antecedentes . . . 1
1.2. Justificación de la investigación . . . 3
1.3. Planteamiento del problema . . . 5
1.4. Objetivo general . . . 5
1.5. Objetivos específicos . . . 5
1.6. Hipótesis . . . 5
1.7. Área de Estudio . . . 6

2. Fundamento teórico 8

2.1. Propagación de ondas electromagnéticas . . . 8
2.1.1. Scattering de Mie . . . 9
2.1.2. Scattering de Rayleigh . . . 11
2.2. El sistema radar . . . 12
2.2.1. Parámetros de la antena . . . 13
2.2.2. La directividad . . . 14
2.2.3. La ganancia . . . 14

2.2.4. Ecuación del radar 15
2.3. Radar meteorológico 17
2.3.1. Sección transversal de un objeto 17
2.3.2. Ecuación para un hidrometeoro 18
2.3.3. Scattering de Rayleigh y factor de reflectividad 20
2.3.4. Factor de reflectividad y la razón de lluvia 21
2.4. Distribución del tamaño de gotas 22
2.5. La técnica del papel de filtro 24
2.6. Tipos de precipitación 26
2.6.1. Precipitación estratiforme 26
2.6.2. Precipitación convectiva 26

3. Medición remota de precipitación y disdrómetro óptico 28
3.1. Satélite TRMM 28
3.2. El proyecto GPM 29
3.3. Satélite núcleo GPM 29
3.3.1. Radar de precipitación de banda Ka 30
3.3.2. Radar de precipitación de banda Ku 31
3.3.3. Productos del satélite GPM 31
3.3.4. Descripción de la órbita del satélite GPM 32
3.3.5. Geometría de escaneo del satélite GPM 34
3.3.6. Producto nivel 2A del DPR 35
3.4. Disdrómetro óptico 36
3.4.1. Disdrómetro óptico en LAMAR 36
3.4.2. Fundamento del disdrómetro óptico 37
3.4.3. Estimación del DSD y velocidad de partículas 39

4. Datos 41
4.1. Datos de los radares DPR 41
4.2. Datos de precipitación in situ 42
4.2.1. Datos del disdrómetro óptico 42
4.2.2. Datos de Mira35C 43
4.2.3. Datos del pluviómetro 43
4.2.4. Datos del papel de filtro 44

5. Metodología **45**
5.1. Recopilación de la data de PRKa y PRKu 45
5.2. Geolocalización del swath de PRKa y PRKu 45
5.3. Grillas de PRKa y PRKu en una grilla regular 46
5.4. Asignación de valores de precipitación a una grilla regular 48
5.5. Disdrómetro óptico 50
5.6. La técnica del papel de filtro 50

6. Resultados y discusiones **54**
6.1. Relación entre la velocidad del viento y la lluvia 54
6.1.1. Intensidad y velocidad vertical del viento 56
6.2. La técnica del papel de filtro 57
6.2.1. Determinación de a y b de la relación R-Z 59
6.3. Disdrómetro óptico 60
6.3.1. Estimación de R y Z a través del disdrómetro óptico 61
6.3.2. Parámetros a y b para los tipos de precipitación 61
6.3.3. Disdrómetro óptico y el papel del filtro 65
6.3.4. Comparación entre el disdrómetro y el pluviómetro 66
6.3.5. Ciclo diurno de precipitación 67
6.4. Radares del satélite núcleo GPM 68
6.4.1. Distribución espacial de Razón de lluvia 68
6.4.2. a y b para tipos de precipitación a partir de PRKa 70
6.4.3. a y b para tipos de precioitación a partir de PRKu 72
6.5. Radar mira35c banda ka 73
6.5.1. Representación espacial de Z 74
6.5.2. Comparación entre mira35c y disdrómetro 76
6.5.3. Banda brillante 76
6.5.4. Reflectividad y la velocidad vertical 80
6.5.5. Parámetros a-b de mira35C 82
6.6. Comparando a-b con otros autores 83

7. Conclusiones **84**

Bibliografía **86**

Capítulo 1

Introducción

1.1. Antecedentes

El concepto teórico de *Radio Detection And Ranging* (RADAR) se demostró por primera vez con los experimentos clásicos realizado por el físico alemán Heinrich Hertz en los años 1885-1888, Él verificó las predícciones de la teoría del campo electromagnético, posteriormente publicado por James Clerk Maxwell en 1864, tal como señala Skolnik (2001). La primera detección con el radar de lo que podría llamarse un objetivo militar se logró por el ingeniero Aleman Christian Hulsmeyer, quién, demostró un dispositivo de detección de buques para la armada alemana en 1903; sin embargo, el alcance del dispositivo fue tan limitada que generó poco interés , básicamente el método era detectar objetos metálicos a través del haz de ondas electromagnéticas generado por ondas de radio con longitud de onda de (40 -50 cm), posteriormente el término de **radar** fue sugerido por S.M. Taylor y F.R. Furth de la Marina de los EE.UU en 1943, desde ese momento el radar tuvo la aceptación internacional por parte de las potencias aliadas de la Segunda Guerra Mundial.

La atmósfera de la Tierra ha sido estudiada con el radar desde la década de 1920, a través de un modelo básico el radar meteorológico emitió pulsos en la banda microondas. Posteriormente, a princípios de 1940, por primera vez se diseñó el radar para las observaciones de precipitación como indica Fukao et al. (2014), específicamente el uso del radar de precipitación data a partir de finales de la Segunda Guerra Mundial, donde, el objetivo principal del sistema de radar para el período mencionado era detectar aviones y buques. Por otro lado, el proceso físico de scat-

tering para partículas de precipitación fue estudiado y explicado teóricamente por los científicos Mie y Rayleigh en 1908. En la década de los 50, se desarrollaron los primeros radares meteorológicos caracterizado con mayor nivel de tecnificación, que funcionaban en rango de centímetro (1-10cm), posteriormente en 1960 se desarrollarón un gran número de radares de núbes. Por ejemplo; La Fuerza Aérea de Estados Unidos desarrolló el radar AN/TPQ-11, con una frecuencia de 35GHz de alta potencia, principalmente orientado al monitoreo de nubes que cubrían los aeropuertos.

A principios de la década de los 80 el sistema de radar se modernizó, incluia la electrónica de estado sólido, la capacidad de Doppler, la mejora de la capacidad de visualización de datos, el uso de doble polarización diseñado por la NOAA (*Administración Nacional Oceanográfica*) y la capacidad de escaneado (Matrosov et al., 2002). Desde entonces se desprenden las investigaciones usando el sistema radar en distíntas unversidades , laboratorios, como es el caso específico del uso del radar Doppler 94-GHz caracterizado con una frecuencia más alta y longitud de ondas muy corta; utilizado exclusivamente para la investigación de nubes, no conforme con ello, en 1990 aparecierón radares de nubes con longitud de onda corta en rango de milímetro, estos radares utilizaban diversos modos de funcionamiento, como proporcionar pulsos para medir la reflectividad, con estos diseños una vez más se despliega la investigación atmosférica. Actualmente el programa medicíon de radiación atmosférica en inglés, *Atmospheric Radiation Measurement* (ARM) cuenta con la mayor cantidad de radares para la investigación atmosférica.

La precipitación es considerada la fuente primaria para el aporte de agua y reconocido ampliamente como un componente fundamental en el ciclo hidrológico y el sistema climático mundial. Desde el punto de vista físico la precipitación está estrechamente relacionado a la circulación atmosférica a través de la liberación del calor latente (Michaelides et al., 2009). Diversos sectores económicos en el territorio dependen de esta fuente, como el caso del sector de agricultura resulta ser el más sensible frente a la variación de la precipitación, debido a que genera impactos directos e indirectos en la dinámica económica y social, en tal sentido la estimación cuantitativa de la precipitación tiene gran importancia para el seguimiento de los fenómenos meteorológicos adversos así como la combinación de fuentes de información, tanto los datos estimados por el satélite meteorológico núcleo *Global Precipitation Measurement* (GPM) y los datos estimados por los instrumentos in situ son importantes

para la disponibilidad hídrica.

La medición remota del factor de reflectividad (Z) es de gran interés puesto que a partir de ello se determina la razón de lluvia (R), el satélite meteorológico núcleo GPM proporciona los valores del factor de reflectividad. Empero para una mejor representación de la distribución espacial de la intensidad de lluvia es necesario encontrar los parámetros **a** y **b** de la relación empírica $R = \mathbf{a}Z^{\mathbf{b}}$ de Marshall-Palmer (1948). De lo mencionado, no exíste una única relación empírica entre $R - Z$ que satisfaga a todos los fenómenos meteorológicos, por lo que los valores más adecuados para cada caso cambiarían dependiendo de la ubicación y el tipo de clima (Austin, 1987; Wilson and Brandes, 1979), estas variaciones de la relación empírica son causadas por los procesos microfísicas y cinemáticas afectando la distribución del DSD y la velocidad de caída.

La presente investigación utiliza información de mediciones in situ, realizadas por un disdrómetro óptico, radar mira35c en banda Ka y pluviómetro convencional, instalados en el valle del río Mantaro localizado en los Andes centrales del Perú en América del Sur. Tambien se han obtenido datos de precipitación para distintos eventos meteorológicos usando la técnica de papel del filtro, así mismo, se ha empleado los datos proporcionados por los dos radares de precipitación de frecuencia dual (DPR), que se encuentran abordo del satélite núcleo GPM. Los datos se utilizaron para el periodo de noviembre a diciembre de 2014, enero a marzo y noviembre a diciembre de 2015, enero a marzo de 2016. Como se aprecia los datos corresponde solo para los meses de lluvia.

1.2. Justificación de la investigación

En el Perú se realizó el estudio *Caracterización de Tormentas en el Valle del Mantaro mediante Sensoramiento Remoto*, (Chávez, 2013) utilizando el producto 2A25 (equivalente al producto de banda Ku del DPR-GPM) proporcionado por el satélite meteorológico *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM). El TRMM proporcionaba observaciones sobre la zona tropical entre latitudes 35° sur y 35° norte, desde noviembre de 1997 hasta el 9 de abril de 2015 que culminó su periodo de vida, con el fin de continuar la medición del sistema de precipitación se lanzó el nuevo satélite meteorológico denominado núcleo GPM lanzado el 27 de febrero de 2014.

En nuestro país especialmente en los Andes Centrales del Perú hasta la fecha no existe una validación y verificación del producto de nivel 2A, proporcionado por el satélite meteorológico núcleo GPM y además los dos radares de precipitación abordo del núcleo GPM no miden directamente la razón de lluvia, entonces para su estimación se recurre a la relación empírica entre el factor de reflectividad y la razón de lluvia que ha sido encontrado experimentalmente por Marshall-Palmer en 1948. Sin embargo, éstas mediciones son aproximaciones en consecuencia presenta incertidumbre, debido a que para estimar la razón de lluvia en la superficie, el satélite utilizó el valor de Z medida a una altura cercana a la superficie, y considera que Z no varía hasta el suelo. Por ello, la presente tesis consiste validar y verificar los parámetros **a** y **b** de radares DPR, utilizando datos de precipitación estimada por el disdrómetro óptico, pluviómetro convencional, papel de filtro y mira35c en la banda Ka. Acontinuación se expresa la relación empírica (Wilson and Brandes, 1979)

$$R = aZ^b \tag{1.1}$$

Donde, Z[$\frac{mm^6}{m^3}$] es el factor de reflectividad, R[$\frac{mm}{h}$] la razón de lluvia, **a**,**b** parámetros de la relación empírica.

Un conocimiento precíso sobre las características espaciales y la cantidad de lluvia que cae en un área es de crucial importancia en la previsión de las inundaciones y los sistemas de alerta (Arnaud et al., 2002; Brath et al., 2004; Claps and Siccardi, 1999), mejorando sustancialmente la asignación de los recursos hídricos para diferentes usos, como es el caso de la central Hidroeléctrica del Mantaro. Por tanto, resulta necesario validar la razón de lluvia para la correcta estimación cuantitativa de la lluvia en los Andes Centrales del Perú específicamente en el valle del río Mantaro, donde la información tiene gran importancia para el manejo del riego, estudios hidrológicos, para mejor interpretación y seguimiento de los fenómenos meteorológicos adversos, como son las tormentas, heladas, sequías, granizadas y entre otros.

1.3. Planteamiento del problema

Las observaciones y mediciones hechas por los dos radares de precipitación con frecuencia dual (DPR) abordo del satélite núcleo GPM, son estimaciones aproximadas que están sujetos a incertidumbre, debido a que para estimar la razón de lluvia en la superficie, el satélite utiliza el valor de Z medida a una altura cercana a la superficie, y considera que Z no varía hasta el suelo. Por lo tanto, estas mediciones deben ser verificadas y comparadas con datos de precipitación observada a nivel de la superficie de la Tierra.

1.4. Objetivo general

Proporcionar una mejor estimación de **a** y **b** para precipitaciones convencionales (estratiforme y convectiva) en los Andes Centrales del Perú a partir de la ralación empírica de (Marshall and Palmer, 1948), para lo cual se utilizan datos estimados de distintos instrumentos tanto de in situ y por dos radares de frecuencia dual (DPR) que se encuentran abordo del satélite meteorológico núcleo GPM.

1.5. Objetivos específicos

- Establecer la relación empírica entre $R \sim Z$ para lluvia de tipo estratíforme y convectiva sobre el valle del río Mantaro.
- Clasificar los tipos de precipitación (lluvia, nieve, granizo, y combinaciones).
- Comparar coeficientes **a** y **b** de la relación empírica estándar de Marshall-Palmer $R \sim Z$ y el algorítmo encontrado $R \sim Z$ para la zona de estudio.
- Analizar los casos de evento meteorológico estimada por los radares (Mira35c, PRKu y PRKa) y los instrumentos en situ.

1.6. Hipótesis

Los parámetros **a** y **b** de la relación empírica $R \sim Z$, que utliza los distintos instrumentos in situ y los dos radares de precipitación DPR abordo del satélite núcleo GPM, se difiere para los tipos de precipitación debido a que los parámetros **a** y **b**

están vinculadas a la varíación espacial y temporal del DSD.

1.7. Área de Estudio

El área de estudio se centra en los Andes Centrales del perú localizado en el valle del río Mantaro, un territorio estratégico para realizar estudios ambientales, tal es así que ocurren eventos meteorológicos extremos, como lluvias intensas, heladas, granizadas, etc. Pues estos sucesos generán impactos negativos y desestabiliza la base económica y social de la población. Las peculiares características climáticas y geográficas han permitido la instalación de centrales hidroeléctricas, además la producción agrícola del valle Mantaro provee alimentos a Lima generando gran importancia socio-económica (Pedrós and Gutiérrez, 2005)

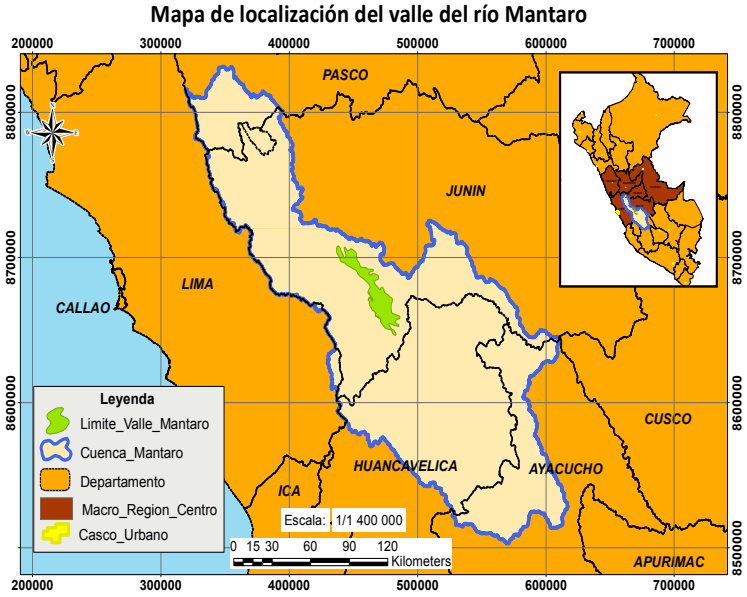


Figura 1.1: Valle del río Mantaro (Elaboración propia)

La agricultura de la zona provee productos esenciales como la papa, haba, maíz, kiwicha, entre otros productos a las ciudades más importantes de la costa, principalmente a la ciudad de Lima. Por otro lado, entre el 70-75 (%) de la agricultura se hace bajo el sistema de secano, es decir, dependiente de las lluvias (MAREMEX-Mantaro, 2011).

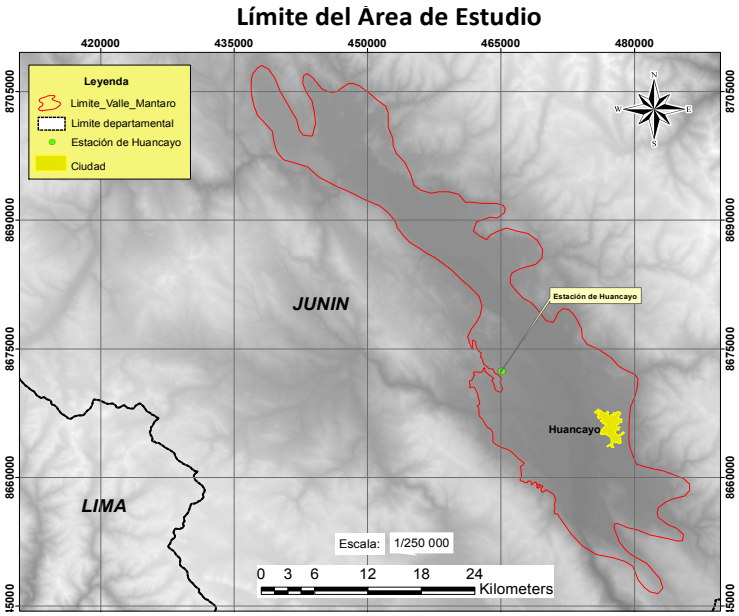


Figura 1.2: Límite del valle del río Mantaro (Elaboración propia)

El valle del río Mantaro se encuentra ubicado entre latitudes $11{,}5°S$ y $12{,}5°S$ y longitudes $75{,}5°W$ y $75°W$ a una altura promedio de 3350 msnm, con presión atmosférica de 688hpa, según la figura 1.1 y 1.2 se obtuvo las dimensiones del valle, tiene una extensión de 73 km por 19 km aproximadamente.

Capítulo 2

Fundamento teórico

Para el mejor entendimiento del sensoramiento remoto, es fundamental conocer la interacción que existe entre la radiación electromagnética y la materia, lo cual permitirá la interpretación de las señales de retorno emitido por partículas de precipitación en forma de eco. Por otro lado, el principio físico que predomina en la propagación de las ondas por medio de sistema de partículas de precipitación es el fenómeno de *scattering*, ésta palabra se utilizará en el presente tesis sin traducción. En consecuencia, en este capítulo se mencionan las ecuaciones de Maxwell, que describe de manera general y permite analizar la información de la propagación de las ondas electromagnéticas, así también se introduce las teorías de *scattering*.

2.1. Propagación de ondas electromagnéticas

La onda electromagnética esta compuesto fundamentalmente por dos fuerzas de campo: eléctrico y magnético. Estas fuerzas se propagan velocidad de la luz (c) entre sí perpendicularmente a través del espacio libre; sin embargo, en un medio como nuestra atmósfera las ondas electromagnéticas es iterferido puesto que interactúan con partículas que están suspendidos como el vapor de agua, los hidrometeoros, y otros. Cuando la velocidad inicial de la onda de propagación tiende a ser menor surgen nuevos fenómenos físicos denominados; *scattering*, difracción y la refracción, tal como menciona Doviak and Zrnic (2014). Las ecuaciones de Maxwell dan, una explicación completa sobre las ondas electromagnéticas, que son determinados por los vectores: campo eléctrico E, flujo eléctrico D, intensidad del campo magnético H, y la densidad del flujo magnético B. Por otro lado, se utilizan variables físicas como

la densidad volumétrica de la carga ρ (carga por unidad de volumen) y la densidad de corriente J (flujo de carga por unidad de tiempo a través de una superficie normal). A partir de ellos se escriben las ecuaciones de Maxwell de forma diferencial considerando como referencia a Reitz et al. (2008)

$$Ley\ \ de\ \ Ampere - Maxwell \qquad \nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t} \tag{2.1}$$

$$Ley\ \ de\ \ Faraday \qquad \nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \tag{2.2}$$

$$Ley\ \ de\ \ Gauss \qquad \nabla . D = \rho \tag{2.3}$$

$$Ley\ \ de\ \ Gauss \qquad \nabla . B = 0 \tag{2.4}$$

2.1.1. Scattering de Mie

El scattering es un proceso físico que gobierna esencialmente el funcionamiento del sistema radar. Éste fenómeno surge cuando las ondas electromagnética son interferidos al pasar alrededor de una partícula, sí ésta se encuentra en estado dieléctrico, a este tipo de interacción se le conoce como el scattering de Mie. Cuando las dimensiones de la partícula son mucho más grande que la longitud de onda electromagnética, entonces la solución se reduce a la óptica geométrica. Por otro lado, si el tamaño de la partícula es demasiado pequeña en comparación con el tamaño de la onda electromagnética entonces, este caso predomina el principio de *scattering* de Rayleigh, pues esta interacción es una aproximación del *scattering* de Mie.

Las ondas planas incidentes sobre una superficie esférica dieléctrica fueron estudiada por Mie en 1908. La radiación incidente induce dipolos eléctricos y magnéticos, cuadrupolos, etc, los cuales oscilan y producen scattering de radiación según Raghavan (2003). La onda de potencia incidente sobre una superficie esférica se define:

$$W = S \times Q(a, \lambda) \tag{2.5}$$

Donde W es la potencia, S vector poynting incidente expresado en $[wm^{-2}]$ y $Q(a, \lambda)$ con una dimensión de área representa la sección transversal total, que varía en función del radio de la esfera y la longitud de la onda. En general $Q(a, \lambda)$ se define como la suma de energías de absorción y el *scattering* considerando en todas las direcciónes sin variación de su frecuencia.

$$Q(a,\lambda) = Q_a(a,\lambda) + Q_s(a,\lambda) \tag{2.6}$$

$Q_a(a,\lambda)$ y $Q_s(a,\lambda)$ ambos son una sección transversal que indica por un lado, la absorción y por otro, el scattering respectivamente.

Según Kerr (1951), la sección transversal retro-scattering se define.

$$\sigma_s = 4\pi r^2 \frac{\bar{S_r^s}(\pi)}{\bar{S_z^i}} \tag{2.7}$$

Donde $\bar{S_z^i}$ es la magnitud del vector poynting incidente sobre la esfera y se encuentra definido $\bar{S_z^i} = \frac{E_0^2}{2\eta_0}$ y $\eta_0 = \sqrt[2]{\frac{\mu_0}{\epsilon_0}}$, para definir $\bar{S_r^s}$ se toma en cuenta el valor de $E_\theta^s = \eta_0 H_\phi^s$

$$E_\theta^s = \frac{-E_0 e^{-ikr}}{ikr} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (a_n^s \frac{P_n^1(cos\theta)}{sin\theta} + b_n^s \frac{dP_n^1(cos\theta)}{d\theta}) cos\phi \tag{2.8}$$

Así mismo, se menciona el componente E_ϕ^s, considerando $E_\phi^s = -\eta_0 H_\theta^s$

$$E_\phi^s = \frac{E_0 e^{-ikr}}{ikr} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (a_n^s \frac{dP_n^1(cos\theta)}{d\theta} + b_n^s \frac{P_n^1(cos\theta)}{sin\theta}) cos\phi \tag{2.9}$$

Donde θ y ϕ indican la dirección de scattering, por otro lado, para calcular la ecuación de retro-scattering (energía que regresa de un objeto) se considera $\theta = \pi$.

$$-[\frac{P_n^1(cos\theta)}{sin\theta}]_{\theta=\pi} = [\frac{dP_n^1(cos\theta)}{d\theta}]_{\theta=\pi} = (-1)^n \frac{n(n+1)}{2} \tag{2.10}$$

Además se obtiene:

$$S_r^s(\pi) = \frac{E_0^2}{2\eta_0 (kr)^2} |\sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n (n + \frac{1}{2})(a_n^s - b_n^s)|^2 \tag{2.11}$$

Finalmente, reemplazando la ecuación (2.11) y el valor de $\bar{S_z^i}$ en la ecuación (2.7) se obtiene la energía de retro-scattering, además, para ello se tomo referencia a Fukao et al. (2014)

$$\sigma_s = \frac{\pi a^2}{\rho^2} |\sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n (2n+1)(a_n - b_n)|^2 \tag{2.12}$$

Los coeficientes a_n y b_n en general representan a los multipolares (dipolos, cuadrupo-

los, hexapolos, octapolos, etc) que son conocidos como coeficientes de Mie. Donde b_1 indica la amplitud de la distribución de un campo sobre la esfera que representa el dipolo eléctrico orientado en la dirección x y b_2 indica cuadrupolo del campo eléctrico. Y a_1 indica el dipolo magnético de la distribución del campo.

Los coeficientes a_n y b_n son expresados en función de x, dado que $x = \frac{\pi D}{\lambda}$, y el índice de refracción compleja está dado según Raghavan (2003):

$$m = n_r - i\kappa_a \tag{2.13}$$

Donde, n_r es la parte real que representa el índice de refracción, y κ_a es la parte imaginaria que representa el índice de la atenuación a ello algunos autores le denominan como el coeficiente de absorción y en consecuencia según Van de Hulst (1981) los coeficientes de Mie se expresan de la siguiente manera.

$$a_n = \frac{A_n(y)\psi_n(x) - m\psi_n'(x)}{A_n(y)\zeta_n(x) - m\zeta_n'(x)} \tag{2.14}$$

$$b_n = \frac{mA_n(y)\psi_n(x) - \psi_n'(x)}{mA_n(y)\zeta_n(x) - m\zeta_n'(x)} \tag{2.15}$$

Donde $\psi_n(x)$ y $\zeta_n(x)$ son expresados en función de Bessel de tipo uno con orden $(n + \frac{1}{2})$, y $J_{n+\frac{1}{2}}$

$$\psi_n(x) = \sqrt[2]{\frac{\pi x}{2}} J_{(n+\frac{1}{2})}(x) \tag{2.16}$$

$$\zeta_n(x) = \sqrt[2]{\frac{\pi x}{2}} [J_{n+\frac{1}{2}}(x) + (-1)^n j J_{-n-\frac{1}{2}}(x)] \tag{2.17}$$

$$A_n(y) \equiv \frac{\psi_n'(y)}{\psi_n(y)} \tag{2.18}$$

$$y \equiv mx = n_r x - j\kappa_a x \tag{2.19}$$

2.1.2. Scattering de Rayleigh

El scattering de Rayleigh es una aproximación a partir de la solución de Mie, que funciona muy bien para partículas con diámetros muy pequeños con respecto de la

longitud de onda que es emitido desde una antena de radar. La región de Rayleigh se define para la condición que $x = \frac{\pi D}{\lambda} \ll 1$ tal como menciona Gunn and East (1954), y considerando que los coeficientes de Mie (a_1, b_1 y b_2) tienen significado para la región de Rayleigh, por lo tanto matemáticamente son expresados :

$$a_1 = -\frac{j}{45}(m^2 - 1)x^5 \tag{2.20}$$

$$b_1 = -\frac{2j}{3}(\frac{m^2 - 1}{m^2 + 1})x^2[1 + \frac{3}{5}(\frac{m^2 - 2}{m^2 + 2})x^2 - \frac{2j}{3}(\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2})x^3] \tag{2.21}$$

$$b_2 = -\frac{j}{15}(\frac{m^2 - 1}{2m^2 + 3})x^5 \tag{2.22}$$

Sustituyendo los coeficientes deducidos a_1, b_1 y b_2 en la ecuación (2.14), por tanto se obtiene una ecuación que describe el proceso físico de retro-scattering:

$$\sigma_s = \frac{\pi^5}{\lambda^4}|K|^2 D^6 \tag{2.23}$$

Donde, el constante dieléctrico $|K|^2 = |\frac{m^2-1}{m^2+2}|$

2.2. El sistema radar

El sistema radar y las estaciones de radar están destinadas para la detección de diversos objetos en el espacio y el establecimiento de su posición actual, así como la determinación de las velocidades y trayectorias de objetos en movimiento. Por otro lado, el sistema radar está compuesto por el **transmisor**, el cual transmite señales de energía conocido como ondas electromagnética, es decir producen pulsos con una potencia y una frecuencia fijada; la **antena** es la que irradía la señal además intercepta la señal reflejada por los objetivos; el **receptor** detecta, amplifica y transforma la señal recibida y la envía a la pantalla de despliegue. La técnica de detección y medida de posición se centra principalmente con tres fenómenos físicos, acontinuación se mencionan considerando como referencia a Nezlin et al. (2007).

- La propagación rectilínea de la onda electromagnética involucra gran variedad de bandas con longtud de onda que van desde milímetros hasta metros con una velocidad constante de $c \approx 3 \times 10^8 m/s$

- Los objetos con naturaleza diverso consisten de una propiedad inherente, lo

cual es generar el scattering de las ondas electromagnéticas que caen sobre los objetos.

- El efecto Doppler

2.2.1. Parámetros de la antena

La antena del radar es uno de los elementos más importantes del sistema radar, cumple la función de irradiar e interceptar la radiación de las ondas electromagnéticas, así la antena detecta a través de la excitación de electrónes que pasan de un estado fundamental a un estado de energía más elevada, debido a la incidencia de los fotónes. Por otro lado, según la teoría de radiación de cuerpo negro se afirma que, mientras más grande sea la longitud de onda ó la frecuencia sea menor, la energía será menor. En consecuencia, la energía de un fotón en la banda microonda es tipicamente de solo unos pocos microeléctro-voltios, donde ésta energía resulta demasiado pequeña para excitar un electrón en intérvalo de banda atómica o molecular. Por esta razón, la antena de radar utiliza conductores eléctricos (metales) en ellos se generán una corriente fluctuante por la incidencia de las ondas de energía, y ésta corriente posteriormente es amplificado y por tanto detectada.

La antena es una estructura que sirve de transición entre las ondas que se propagán en el espacio libre y los voltajes fluctuantes en el circuíto al que está conectado, cuanto más grande sea la antena es mejor el rendimiento del radar; la mayoría de las antenas son directivas con medios que permiten orientar el haz a travéz de un ángulo definido. Las antenas directivas se caracterízan por disponer de haces estrechos, que resultan en medidas angulares precisas y objetivas.

Nezlin et al. (2007) afirma que la antena de radar presenta propiedades en el rango de microonda que se encuentran diseñados para cumplir las siguientes funciones; orientar la medición con la posición angular, obtener la resolución angular de los objetivos, rechazar señales no deseadas (interferencias) cuyas direcciones de llegada difieren de la señal útil.

El radar cuenta con parámetros importantes que se involúcran en el funcionamiento de una antena de radar, los cuales son: la directividad y la ganancia, ambos parámetros son la base para el sistema radar, a continuación se define primero la directividad y posteriormente la ganancia debido a que el segundo es la consecuencia del primero.

2.2.2. La directividad

La directividad (D) es la orientación, fijado con un ángulo sólido en una determinada dirección para recibir la señal y discriminar las señales que están en otras direcciónes. Antes de definir la directividad introduciremos una potencia de patrón ideal $P(\theta, \phi)$, cuya potencia se orienta con los ángulos θ y ϕ, luego será detectada por una antena de radar, de esta manera la ecuación de la potencia normalizada se expresa según Rees (2012).

$$P_\eta(\theta, \phi) = \frac{P(\theta, \phi)}{P_{max}(\theta, \phi)} \tag{2.24}$$

Donde el ángulo sólido se define usando la potencia normalizada.

$$\Omega_A = \int_{4\pi} P_\eta(\theta, \phi)\, \mathrm{d}\Omega \tag{2.25}$$

Y la directividad de una antena como una relación entre, la densidad de la potencia radiada en una dirección a una distancia dada, y la densidad de la potencia que irradia a esta misma distancia. Según Aznar et al. (2004) se define de la siguiente manera:

$$D = \frac{P_{max}(\theta, \phi)}{\frac{P(\theta,\phi)}{4\pi r^2}} \tag{2.26}$$

A continuación se sustituye las ecuaciones (2.24) y (2.25) en la ecuación (2.26) en consecuencia queda definido la directividad:

$$D = \frac{4\pi}{\Omega_A} \tag{2.27}$$

Según la ecuación (2.26), la directividad únicamente depende del patrón de potencia, mientras tanto, la sensibilidad de la antena esta descrito por la ecuación (2.27) en el cual la sensibilidad de la antena depende únicamente de la dirección del ángulo sólido.

2.2.3. La ganancia

La ecuación (2.27) explica perfectamente el funcionamiento de una antena ideal, sin embargo, para la explicación completa de una antena real no basta usar dicha ecuación porque la potencia suministrada se disipa en forma de calor (medi-

da en unidades ohmios). Por lo tanto, la pérdida de potencia se representa por el parámetro $\eta*$ conocido como eficiencia, el cual está definido según la relación entre la directividad y la ganancia G de la antena tal como afirma Skolnik (2001):

$$G = (\eta*)D \tag{2.28}$$

Además reemplazando la ecuación (2.27) en (2.28) aparece un nuevo parámetro conocido como el área efectiva de la antena A_e.

$$G = \frac{4\pi A_e}{\lambda^2} = \frac{4\pi(\eta*)A}{\lambda^2} \tag{2.29}$$

Donde: λ es la longitud de onda, $\eta*$ indica eficiencia de la antena y A precisa el área de la antena.

2.2.4. Ecuación del radar

La antena de radar transmite isotrópicamente un pulso de potencia P_t (en todas la direcciónes) la misma que se define como la potencia incidente sobre una unidad de área.

$$\frac{P_t}{4\pi R_t^2} \tag{2.30}$$

La densidad de flujo en la dirección del eje de haz a un rango de R_t queda definido:

$$F = \frac{G_t P_t}{4\pi R_t^2} \tag{2.31}$$

Así mismo se define la variable física sobre la superficie conocido como la Irradiancia E , para ello se considera el ángulo θ_0 formado entre la dirección de incidencia y la normal del área de incidencia.

$$E = Fcos(\theta_0) \;\rightarrow\; E = \frac{G_t P_t}{4\pi R_t^2} cos(\theta_0) \tag{2.32}$$

Seguidamente se define la radíancia L en la dirección θ_1, el cual incluye las variables ya definidos anteriormente Joseph (2005).

$$L = \frac{E\gamma}{4\pi cos(\theta_1)} \;\rightarrow\; L = \frac{G_t P_t}{(4\pi)^2 R_t^2} \frac{cos(\theta_0)}{cos(\theta_1)} \gamma \tag{2.33}$$

Donde L es la radíancia-Scattering del objetivo y γ es el coeficiente de scattering biestático.

En la ecuación (2.30) se definió la potencia transmitida, en tal sentido en este apartado se define la potencia recibida por una antena arbitraria que no necesariamente es la antena que transmite.

$$P_r = LA\frac{A_r}{R_r^2}cos(\theta_1) \rightarrow \quad P_r = \frac{A_r G_t P_t}{(4\pi)^2 R_t^2 R_r^2}cos(\theta_0)\gamma A \tag{2.34}$$

Donde A_r es el área efectiva de una antena arbitraria, y A área de la antena para recibir la potencia.

La ecuación (2.34) describe el funcionamiento de dos antenas con ubicaciónes distintas conocido como el **radar biestático** ver la figura (2.1). Por otro lado, nuestro interés es tener una ecuación que permita explicar el funcionamiento de una antena que tiene doble función; es decir, recibir y transmitir la potencia, a ello se le conoce como el radar monoestático, se considera los siguientes:

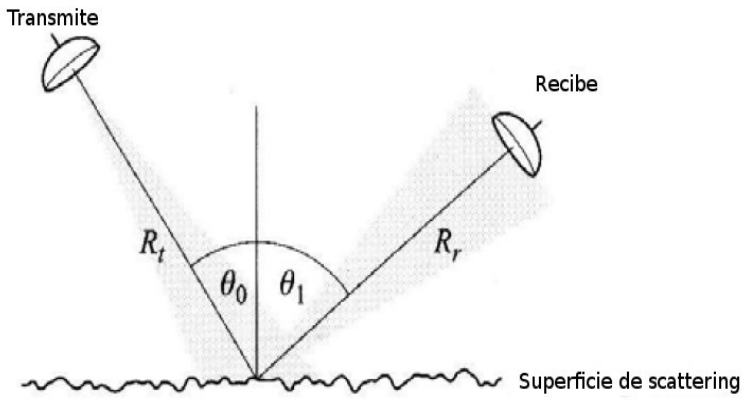


Figura 2.1: Una antena biestático, modificado de (Rees, 2012)

$R_t = R_r = r, \qquad \theta_1 = \theta_0 = \theta, \quad G_t = G \quad$ y $\quad A_r = A_e$

Las consideraciones mencionado se sustituye en la ecuación (2.34), y se obtiene una ecuación para una antena monoestático.

$$P_r = \frac{A_e G P_t}{(4\pi)^2 r^4}cos(\theta)\gamma A \tag{2.35}$$

Esta ecuación se ajusta a una variable conocido como el retro-*scattering* entonces según Rees (2012) se escribe la ecuación siguiente:

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \sigma}{(4\pi)^3 r^4} \tag{2.36}$$

Donde σ sección transversal de retro-scattering.

Finalmente la ecuación (2.36) se generaliza para todos los hidrometeóros que se encuentran dentro de un volumen resolutivo.

$$\bar{P}_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 r^4} \sum \sigma \tag{2.37}$$

Donde $\sum \sigma$ es la suma de sección retro-*scattering* de las partículas.

2.3. Radar meteorológico

El radar meteorológico es un instrumento diseñado para determinar la ubicación y para estudiar las propiedades de los objetos de la atmósfera mediante la medición de radiancia (energía electromagnética). El dispositivo más común para la medición de precipitación es el radar mono estático que funciona como transmisor y receptor, estos últimos ubicados en el mismo sitio comparten una antena en común. La radiación reflejada o scattering que regresa hacia el radar es recibido como un eco según Raghavan (2003). Los radares utilizados para las observaciones de hidrometeoros atmosféricos son de dos categorías, el primero; radar de precipitación que opera en rango de centímetro (cm), el segundo radar de nubes que permite estudiar la estructura de la nube encontrandose en rango milímetro (mm). La principal función de ambos radares es detectar la radiancia en diferentes polarizaciones que han sido emanadas desde los hidrometeoros de forma natural. Por ejemplo, la recepción de señales con diferente intensidad y de fase en polarización ya sea horizontal y vertical, permiten distinguir los tipos de partículas, como gotas de agua, cristales de hielo, nieve, granizo, o cantidad de masa de agua contenida.

2.3.1. Sección transversal de un objeto

La reflexión o scattering de la potencia depende de las variables como son: la dimensión, la orientación, la forma y las propiedades de la naturaleza del objeto, todos estos variables se pueden expresar a través de la sección transversal del objetivo. Según Nezlin et al. (2007) el reflejo parcial de la onda electromagnética transmitida por un objeto es considerado como un corolario del proceso físico de *scattering* en

la interfase entre dos medios con diferentes propiedades electrofísicos tales como: la conductividad, la constante dieléctrica y la permeabilidad magnética.

La potencia transmitida es interceptada por un objeto, pero para ser más preciso el que intercepta la potencia haciendo *scattered* y absorción en forma de calor es la sección transversal. En tal sentido según Knott (2012) la sección transversal se define como proporcional al cuadrado del campo eléctrico o magnético.

$$\sigma[m^2] = 4\pi r^2 \frac{|E^{scat}|^2}{|E^{inc}|^2} = 4\pi r^2 \frac{|H^{scat}|^2}{|H^{inc}|^2} \tag{2.38}$$

Por lo tanto, para la solución general de la ecuación (2.38), fue resuelto matemáticamente por Mie en 1908 (Schanda, 2012) donde consideró que el objeto sea de geometría esférica.

Sin embargo, el interés principal es cuantificar la energía que regresa directamente desde un objeto para ser detectado por una antena de radar, dicha energía se le conoce como **retro-scattering** definida según (Toyoshima, 2015), el cual precisa que, el promedio de la potencia de retro-scattering es proporcional a la reflectividad de radar (RRF), denominado con letra η.

$$\eta = \int_{vol} \sigma(D) N(D)\, \mathrm{d}D \tag{2.39}$$

Sustituyendo la ecuación (2.23) en la ecuación (2.39), la reflectividad de radar queda expresado de la siguiente manera:

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \int_0^{D_max} D^6 N(D)\, \mathrm{d}D \tag{2.40}$$

Expresado en forma de sumatoria.

$$\eta = (\frac{\pi^5}{\lambda^4}) |K|^2 \sum_{unid.vol} D^6 \tag{2.41}$$

Donde $\sum_{unid.vol} D^6$ es el factor de reflectividad denominado con Z $[\frac{mm^6}{m^3}]$ el cual es muy común e útil en la investigación meteorológica

2.3.2. Ecuación para un hidrometeoro

Las partículas de la nube y la precipitación son denominados hidrometeoros (objetivos) que se encuentran distribuidos aleatoriamente en la baja atmósfera. Cuando

el radar ilumina a los hidrometeoros entonces estos responden también con una iluminación, a ello, se le conoce como el proceso físico de scattering ya definido en la sección anterior, además el volumen que contiene a los hidrometeoros se le denomina volumen resolutivo V_{res} que representa el volumen de un paraboloide que mantiene la forma de la antena. Por otro lado, el ancho del haz en un plano horizontal y vertical representado por los ángulos del haz θ_H y θ_V, y con estos elementos se define el área del elipse a una distancia r .

$$\pi(\frac{r\theta_H}{2})(\frac{r\theta_V}{2}) \tag{2.42}$$

Para definir el volumen resolutivo, sólo se toma en cuenta la dirección del eco recibida por el radar más no el eco emanada por el scattering, en ese sentido el intérvalo se considera $\frac{h}{2}$.

$$V_{res} = \pi(\frac{r\theta_H}{2})(\frac{r\theta_V}{2})(\frac{h}{2}) \tag{2.43}$$

Por otro lado, la sección transversal de las partículas de hidrometeoros se relaciona con el volumen resolutivo tal como menciona Raghavan (2003):

$$\sigma = \eta V_{res} \tag{2.44}$$

Donde η: es la reflectividad de radar

Para obtener la ecuación del hidrometeoro se considera $h = C_0\tau_p$, donde C_0 es la velocidad de la luz y τ_p el tiempo que demora el pulso transmitido para llegar al objetivo.

Las señales del radar meteorológico presentan fluctuaciones debido a que los hidrometeoros se mueven dentro del volumen de resolución a diferentes velocidades causado por la variación del viento, por lo que la potencia depende del arreglo de los objetivos, así mismo cabe senãlar que, el periodo de pulso de la sección transversal de retro-scattering aproximadamente es 10^{-2}s según Houze Jr (2014). Reemplazando las ecuaciones (2.44), (2.43) en (2.36) se obtiene el promedio de la potencia fluctuante $\bar{P}_r$

$$\bar{P}_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \theta_H \theta_V \tau_p c_0 \eta_r}{512(2ln2)\pi^2 r^2} \tag{2.45}$$

2.3.3. Scattering de Rayleigh y factor de reflectividad

La radiación que incide sobre un objeto dieléctrico induce dipolos eléctricos y magnéticos, cuadrupolos, etc. El campo eléctrico total inducido en el interior de la partícula dieléctrica es desconocido, cuando este campo eléctrico interno tiene solución bajo condición electrostática se le conoce como el scattering de Rayleigh según Bringi and Chandrasekar (2004), en caso contrario, el retro-scattering más complejo es gobernado por la teoría de Mie.

Cabe señalar que la ecuación (2.45) cumple para una longitud de onda en centímetro (**cm**), la interacción en este rango es conocido como el principio físico de Rayleigh aplicado para hidrometeoros. Sin embargo, el scattering de Rayleigh no es suficientemente una teoría robusta para explicar las interacciones que existe entre las ondas y los hidrometeoros, debido a que los copos de nieve, gotas de lluvia, partículas de nube se encuentran en el orden de milímetro (mm) y centímetro (cm). Por lo tanto, existen dos modelos de scattering, los cuales son: scattering de Rayleigh esférico y esferoidal, en ese sentido se obtiene una nueva ecuación tomando en consideración las ecuaciones (2.37) y (2.41)

$$\bar{P}_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 r^4} \pi^5 |K|^2 \lambda^{-4} \sum_v D^6 \tag{2.46}$$

Esta ecuacíon represente muy bien para el modelo scattering esférico, en donde aparecen los variables: parámetros del radar, el rango y sólo dos factores que dependen del proceso de scattering. Estos dos últimos factores $|K|^2$ y $\sum_v D^6$ son muy común e usual para el estudio de hidrometeoros. De tal manera, el factor de reflectividad se define con una integral, es decir, representa la sumatoria de todos los objetivos en una unidad de volumen:

$$Z = \sum_v D^6 = \int_0^\infty N(D) D^6 \, \mathrm{d}D \tag{2.47}$$

Donde, $N(D)$ es la función de distribución de tamaño de partículas, $N(D)\mathrm{d}D$ indica el número de partículas, y D indica el diámetro del hidrometeoro.

Seguidamente, Z se reemplaza en la ecuación (2.46) quedando definido

$$\bar{P}_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 r^4} \pi^5 |K|^2 \lambda^{-4} Z \tag{2.48}$$

Expresando de manera conveniente:

$$\bar{P}_r = \frac{\pi^3 c_0}{512(2ln2)}(\frac{P_t G^2 \theta_H \theta_V \tau_p}{\lambda^2})(|K|^2 \frac{Z}{r^2}) \tag{2.49}$$

Esta ecuación engloba los componentes del sistema radar, y explica adecuadamente la interacción entre las ondas electromagnéticas y los hidrometeoros. Para simplicar la ecuación se introduce un nuevo parámetro C_R.

$$C_R = \frac{64\lambda^2 r^2}{P_t G^2 \pi^2 V_{res}} \tag{2.50}$$

Entonces, el factor de reflectividad queda expresado de la siguiente manera:

$$Z = \frac{r^2 \bar{P}_r C_R}{|K|^2} \tag{2.51}$$

Los valores de $|K|^2$ es dificíl de conocer con seguridad ya que usualmente no hay manera de saber con certeza el tipo de hidrometeoro, puesto que el scattering puede ser generado por los siguientes objetos: líquidos, hielo, partículas de nubes, insectos, entre otros: por consiguiente para representar mejor los tipos de hidrometeoros se utiliza el variable **factor de reflectividad equivalente** que se define de la siguiente manera:

$$Z_e = \frac{r^2 \bar{P}_r C_R}{|K|^2} \tag{2.52}$$

Cuando $|K|^2 = 0{,}93$ indica para el hidrometeoro en fase líquida según Houze(2014), por lo tanto, la ecuación (2.52) representa para partículas compuestas puramente de agua líquida.

2.3.4. Factor de reflectividad y la razón de lluvia

La razón de lluvia medida en unidades de mm/h se define según Houze Jr (2014), como la cantidad de volumen de precipitación por unidad de área por unidad de tiempo, y matemáticamente se expresa:

$$R = \frac{\pi \rho_l}{6} \int_0^\infty D^3 N(D) v_t(D) \mathrm{d}D \tag{2.53}$$

Donde ρ_l es la densidad del agua , $v_t(D)$ la velocidad terminal de la gota, por otro lado, si se observa las ecuaciones (2.47) y (2.53), evidentemente existe una relación física entre Z y R, puesto que ambos contienen el N(D), a consecuencia de ello

muchos años atrás se buscó encontrar una relación entre el factor de reflectividad y la razón de lluvia, posteriormente se logró que efectivamente existía una relación empírica entre R-Z que fue demostrado experimentalmente por Marshall and Palmer (1948):

$$R = \mathbf{a}Z^{\mathbf{b}} \tag{2.54}$$

Se le conoce como la ley de la relación empírica entre Z y R, donde el exponente **b** por lo general es mayor que **a**, y es una relación exponencial, puesto que estos valores varían considerablemente de acuerdo a la distribución del tamaño de gotas de lluvia. Los experimentos de Marshall and Palmer (1948), demuestra que $\mathbf{b} = 1{,}6$ y $\mathbf{a} = 200$ para lluvia de tipo estratiforme para relación ($Z = \mathbf{a}R^{\mathbf{b}}$), estos valores se consideran como valores estandar en varios paises, por otro lado numerosos experimentos realizados en diferentes partes del mundo afirma que los valores **a** y **b** son diferentes para cada tipo de lluvia y nieve.

La acuación (2.54) es una expresión muy usual. Para su solución se aplica el logaritmo neperiano en ambos lados, donde se obtiene lo siguiente:

$$lnZ = ln\mathbf{a} + \mathbf{b}lnR \tag{2.55}$$

Escribendo de manera conveniente y realizando la analogía entre los componentes de dicha ecuación y la función lineal, $Y = lnZ$; $\alpha = lna$; $\beta = b$; $X = lnR$, por tanto queda definido:

$$Y = \alpha + \beta X \tag{2.56}$$

Finalmente para encontrar los parámetros **a** y **b** se realiza una regresión lineal entre Z y R.

2.4. Distribución del tamaño de gotas

La distribución de tamaño de gotas, conocido en inglés *Drop Size Distribution* (DSD), cumple un papel fundamental para la determinación de las propiedades de ondas electromagnéticas emanada por los hidrometeoros, además la variación del DSD se relacióna con Z-R. Por consiguiente el DSD ha sido analizado y tradicionalmente expresado como una potencia.

$$N(D) = N_0 exp(-\Lambda D) \tag{2.57}$$

Originalmente fue expresado por Marshall and Palmer (1948), donde $0 \leq D \leq D_{max}$, N(D) indica la concentración de las partículas en función del diámetro o conocido como la densidad espectral de las partículas, N_0 y Λ son constantes que indican el intercepto y la pendiente respectivamente.

Sin embargo, la expresión exponencial de Marshal-Palmer no era suficiente como para explicar los eventos meteorológicos complejos, en ese sentido había la necesidad de seguir buscando una nueva descripción, afortunadamente en 1983 aparece una nueva definición del DSD del científico Ulbrich (1983), quien expresó de la siguiente manera:

$$N(D) = n_c f_D(D) \tag{2.58}$$

Donde, $N(D)[mm^{-3}mm^{-1}]$ indica el número de las gotas por unidad de volumen en el intervalo de (D a ΔD), n_c número de la concentración de la gotas, y $f_D(D)$ función de la densidad de probabilidad que cumple la forma de una función gamma que se define:

$$f_D(D) = \frac{\Lambda^{\mu+1}}{\Gamma(\mu+1)} e^{-\Lambda D} D^{\mu}, \mu > -1 \tag{2.59}$$

Donde Λ y μ son parámetros de la función de probabilidad gamma, ello implica que las gotas pequeñas son grandes en cantidad y decrecen rapidamente con el incremento de su diámetro D, donde la ecuación (2.59) se expresa de manera conveniente:

$$N(D) = N_0 D^{\mu} e^{-\Lambda D} \tag{2.60}$$

Actualmente esta ecuación es el más utilizada y describe de manera completa el DSD, donde N_0, μ, Λ son parámetros que indican: la intersección, la pendiente, y la forma de la función de gamma de la densidad de probabilidad respectivamente, además se tiene la relación entre D_0 y μ donde D_0 indica la mediana del tamaño de la partícula.

$$\Delta D_0 \approx 3{,}67 + \mu \tag{2.61}$$

Seguidamente se obtiene una nueva ecuación considerando las ecuaciones (2.59) y (2.61)

$$f_D(D) = \frac{(3{,}67+\mu)^{\mu+1}}{\Gamma(\mu+1)D_0}(\frac{D}{D_0})^{\mu} exp[-(3{,}67+\mu)\frac{D}{D_0}] \tag{2.62}$$

Normalizando la ecuación (2.62) se encuentra una expresión

$$N(D) = N_w f(\mu)(\frac{D}{D_0})^{\mu} exp[-(3{,}67+\mu)\frac{D}{D_0}] \tag{2.63}$$

Donde N_w es la versión escalado de N_0, y se expresa según Bringi and Chandrasekar (2004) N_w.

$$N_w = \frac{N_0}{f(\mu)} D_0^{\mu} \tag{2.64}$$

Y la función queda:

$$f(\mu) = \frac{6}{(3{,}67)^4}\frac{(3{,}67+\mu)^{\mu+1}}{\Gamma(\mu+4)} \tag{2.65}$$

Donde N_w , D_0 y μ controlan la distribución de tamaño de hidrometeoros que varían de forma natural en un amplio rango de valores observados produciendo una simulación física para obtener la reflectividad y la atenuación.

2.5. La técnica del papel de filtro

La técnica de papel filtro consiste en estimar la distribución del tamaño de gotas de lluvia (DSD), esta variable físicamente se encuentra relacionado con la definición de la reflectividad y la razón de lluvia, por consiguiente teniendo conocimiento del DSD se pueden determinar el factor de reflectividad y la razón de lluvia de manera independiente. El papel del filtro se constituye por un papel Whatman teñido circularmente de color azul, de tal manera que cuando cae gotas de lluvia sobre el papel del filtro cambia de color azul a azul oscuro, y posteriormente el DSD se cuantifica a partir de las gotas de lluvia que inciden sobre el papel whatman. Para el propósito de la tésis se ha utilizado el papel Whatman $N^{ro}1$ el cual es calibrado y usado para distintos estudios tal como señala (Rinehart, 1998) y (Chávez, 2013).

Como se tiene la ecuación (2.47), esta se expresa como una sumatoria discreta quedando de la siguiente manera:

$$Z = \int_0^\infty N(D)D^6 \,\mathrm{d}D \cong \frac{\sum_i^n N_i D_i^6}{V_i} \tag{2.66}$$

Donde V_i es el volumen que corresponde a las gotas de lluvia expresado matemáticamente en función de la velocidad terminal.

$$V_i = (velocidad\ terminal)(tiempo\ de\ exposicion)(Area) \tag{2.67}$$

Por lo tanto, la ecuación de la velocidad terminal a nivel del mar se define según (Foote and Du Toit, 1969).

$$V_0(d) = A_0 1 - e^{-(\frac{d}{a})^n} \tag{2.68}$$

Donde A_0, a, y n son constantes que toman siguientes valores 943, 1.77, 1.147 respectivamente, en consecuencia la velocidad terminal en condiciones atmosféricas arbitrarias esta expresada por una ecuación más general considerando los subíndices $20°C$ y $1013mb$.

$$v(d) = v_0(d)10^Y[1 + 0{,}0023(1{,}1 - \frac{\rho}{\rho_0})(T - T_0)] \tag{2.69}$$

Donde Y:

$$Y = 0{,}43log_{10}(\frac{\rho_0}{\rho}) - 0{,}4[log_{10}(\frac{\rho_0}{\rho})]^{2,5} \tag{2.70}$$

Además $\rho[\frac{kg}{m^3}]$ se calcula usando la ecuación para un gas ideal:

$$PV = RTn, \quad \rho = \frac{Presion * Masa_{molecular}}{R_{universal} * Temperatura * 1000} \tag{2.71}$$

La velocidad terminal arbitraria se calcula sustituyendo las ecuaciones (2.69) y (2.70) en (2.71) considerando que la presión y temperatura son medidos en el área de estudio.

Posteriormente se realiza el conteo del número de gotas de lluvia incidentes sobre el papel de filtro y con ello se determina el factor de reflectividad Z. Finalmente se expresa la razón de lluvia a partir de la ecuación (2.53) quedando de la siguiente manera:

$$R = \frac{\pi\rho_l}{6} \int_0^\infty D^3 N(D) v_t(D) \mathrm{d}D \cong \frac{\sum \frac{\pi}{6} N_i D_i^3}{At} \tag{2.72}$$

2.6. Tipos de precipitación

La precipitación se clasifica en dos tipos; lluvia convectiva y estratiforme. Donde el orígen del sistema de precipitación se centra en mecanismo de microfísica. Por un lado, la precipitación convectiva refiere a regiones donde la precipitación proviene de una convección activa, es decir, en esta región las gotas de nube crecen por colisión-coalescencia y/o fuertes movimientos ascendentes de aire. Por otro lado, la precipitación estratiforme se refiere a menos activa de convectiva. Es decir, los movimientos verticales del aire generalmente son débiles, por consiguiente la partículas crecen a través de la deposición (Yau and Rogers, 1996).

2.6.1. Precipitación estratiforme

La precipitación estratiforme se define según Houze Jr (2014) como un proceso en el cual el movimiento vertical del aire generalmente es pequeña comparada con la velocidad de caída, esta velocidad alcanza un rango de $(1-3)$m/s para los cristales de hielo y nieve. Para cuantificar la velocidad de caída se introduce el parámetro $\bar{W}$ que representa la velocidad vertical del aire promedio y V_{ice} representa la velocidad vertical promedio de caída del hielo y nieve, matemáticamente se expresa:

$$|\bar{W}| << V_{ice}, \quad 0 < \bar{W} \tag{2.73}$$

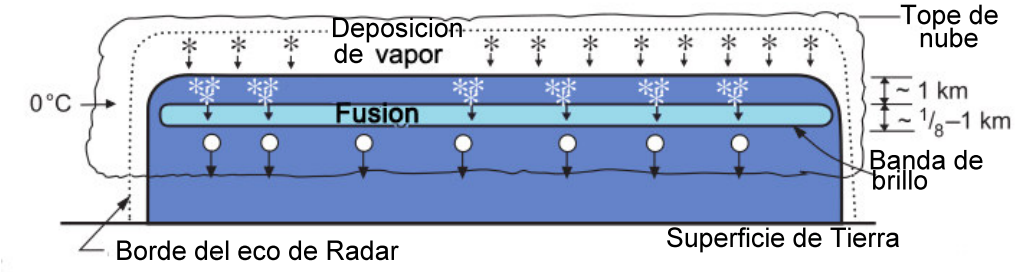


Figura 2.2: Precipitación estratiforme, modificado de (Houze Jr, 2014)

2.6.2. Precipitación convectiva

La precipitación convectiva se define de acuerdo a las condiciones en que la velocidad vertical del aire es igual o superior a la velocidad de caída de los hidrome-

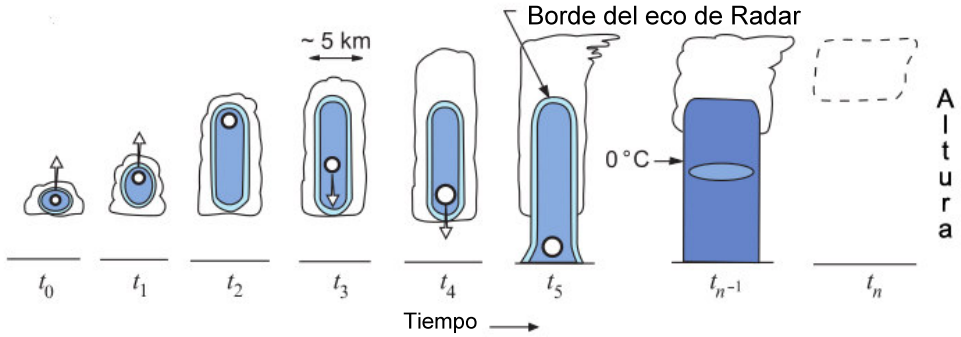


Figura 2.3: Precipitación convectiva, modificado de (Houze Jr, 2014)

teoros de hielo y nieve. La velocidad vertical del aire según Houze Jr (2014) y (Yau and Rogers, 1996) tiene una magnitud que varía entre 1 a 10 m/s; entonces cuando existe una tormenta convectiva ordinaria, el cual refiere a tormentas con una célula o múltiples que no producen granizo, donde su estructura compacta en donde la reflectividad es observada en las secciones horizontales mostrada por un radar que generalmente la fase de crecimiento vigoroso esta asociado a corrientes ascendentes según Bringi and Chandrasekar (2004) donde estas células individuales se cortan entre 20 a 30 min.

Capítulo 3

Medición remota de precipitación y disdrómetro óptico

En esta sección se imparte las especificaciones concernientes de los satélites meteorológicos, comenzando con el satélite TRMM, luego sobre el proyecto GPM y finalmente sobre el satélite núcleo GPM.

3.1. Satélite TRMM

Los estudios del sistema de precipitación han progresado notablemente, a partir del uso de datos de precipitación estimada por el sensor activo radar de precipitación (PR) abordo de satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM). El PR es el primer instrumento puesto en el espacio en noviembre de 1997, desde entonces proporciona información muy valiosa sobre los hidrometeoros.

El radar de precipitación PR cumple un papel fundamental ya que permite entender mejor el proceso físico del *scattering* de Rayleigh, y permite detectar los objetos que se encuentran en la atmósfera a una resolución espacial de 0.04°, sin embargo, a partir del año 2001 la resolución espacial fue cambiada a una resolución de 0.05° por lo que se modificó la órbita del satélite y opera en frecuencia de 13.8GHz, con longitud de onda de 2.17 cm. Los productos del TRMM se encuentran disponibles en la página oficial de la NASA diseñado para ofrecer mapas tridimensionales de la estructura de las tormentas, intensidad de lluvia, distribución de lluvia, el tipo de lluvia y cristales de hielo, entre otros.

3.2. El proyecto GPM

El proyecto *Global Precipitation Measurement* (GPM), es la primera red satélital internacional que actúa de manera coordinada con otros satélites a fin de proporcionar observaciones de precipitación y nieve a nivel mundial con mayor precisión y frecuencia. Este sistema de constelación esta conformado por 9 satélites (NOAA, JAXA,CNES, ISRO, entre otros), los cuales intercambian información para proporcionar datos de precipitación global cada tres horas, siendo el satélite núcleo GPM uno de ellos, con abordo dos sensores el radar de precipitación de frecuencia dual (DPR) y *GPM Microwave Imager* (GMI), donde los otros satélites tienen abordo un generador de imágenes de microondas (imager / sonda) para mayor detalle ver (Nakamura et al., 2005).



Figura 3.1: Constelación de los satélites del proyecto GPM, fuente (JAXA, 2014)

3.3. Satélite núcleo GPM

El satélite nućleo GPM, fue lanzado desde el centro espacial de Tanegashima Japón, el 27 de febrero del 2014, convertiendose en el sucesor del satélite TRMM, como una misión conjunta de la *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) y la *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA). El objetivo de poner el satélite en órbita es para continuar y ampliar el conocimiento de la precipitación mundial, tomando en cuenta los resultados obtenidos por el satélite TRMM.
El satélite núcleo GPM tiene abordo dos instrumentos principale el radar de pre-

cipitación de frecuencia dual (DPR) y GMI, en especial el DPR contribuiría en la validación de los modelos climáticos y mejoras en la estimación de los procesos de precipitación, e información tridimensional de los hidrometeoros tales como: la estructura horizontal y vertical del sistema de precipitación, la intensidad y variabilidad de la precipitación, la estructura de la nube y el sistema de tormenta, microfísica de hielo y gotas de agua en las nubes, así mismo la cantidad de agua que precipita sobre la superficie de la Tierra.

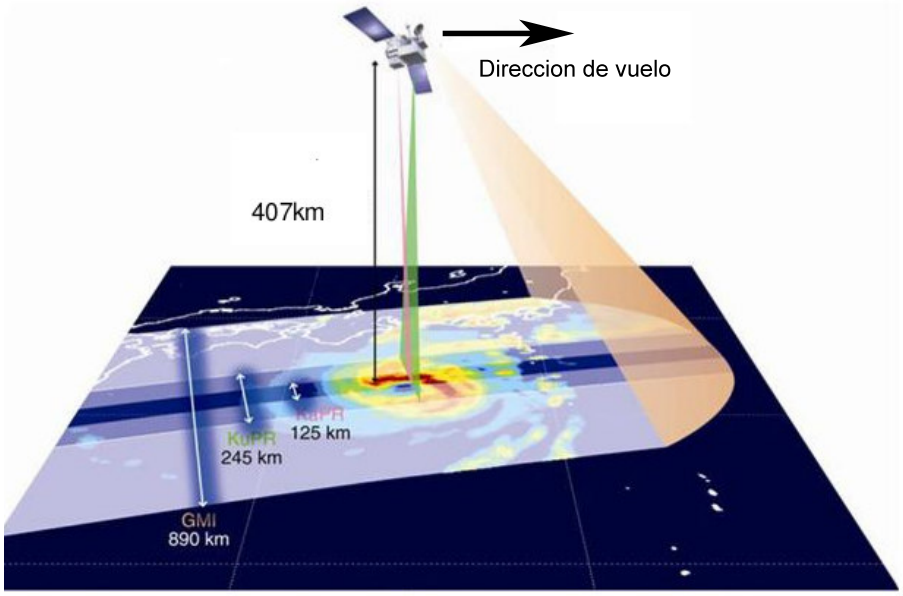


Figura 3.2: Satélite núcleo GPM y swath para KaPR, KuPR y GMI, fuente (JAXA, 2014)

El *Dual-Frequency Precipitation Radar* (DPR) abordo del satélite núcleo GPM, es considerado como el segundo instrumento lanzado y puesto en el espacio después del radar de precipitación (PR) abordo del satélite TRMM. El DPR es un sensor activo que registra las precipitaciones de día y noche. Esta compuesta por dos radares de precipitación en la banda Ka (KaPR) y el radar de precipitación en la banda Ku (KuPR), estos dos instrumentos proporcionan información en forma tridimensional de lluvias ligeras, nieve, cristales de hielo que estan suspendidas en la atmósfera.

3.3.1. Radar de precipitación de banda Ka

El *Ka-band precipitation radar* (KaPR), es un radar activo e innovador, donde el proceso físico que gobierna es el efecto del scattering no Rayleigh, opera en alta

resolución, ya que tiene frecuencia de 35.5 GHz con una longitud de onda de 6 milimitro (mm) y detecta lluvias ligera y nieve lo que no puede detectar el radar de banda Ku. Según Hou et al. (2014), el KaPR es el sensor muy sensible permitiendo que la estimación de precipitación sea más precisa, razón por el cual se le añadío en el satélite núcleo GPM, y los valores de registro comienza a partir de 12dBZ. Así mismo el KaPR tiene la capacidad de detectar la altura de transición de fase del sistema de precipitación, además por su alta sensibilidad puede detectar mayor cantidad de fracción de los eventos de nieve. Cabe señalar que existe una fuente importante de error en las estimaciones de lluvia usando el radar PR del TRMM, esta incertidumbre se origina en las variaciones de la distribución de tamaño de las gotas (DSD), puesto que éste último cambia según la región, la temporada y tipo de lluvia, como afirma (Iguchi et al., 2010).

3.3.2. Radar de precipitación de banda Ku

El *Ku-band precipitation radar* (KuPR), es un sensor activo que opera con frecuencia de 13.6GHz y longitud de onda de 2.17 cm, es muy similar al radar PR del satélite TRMM. Por otro lado, las mediciones de precipitación observada por el KuPR son muy valiosas ya que con ello se pueden estudiar: la intensidad y distribución de la lluvia, y el tipo de lluvia. Por la frecuencia en que opera, está sujeto a la atenuación de gotas de lluvia y cristales de hielo para diferentes distancias, donde la sensibilidad del KuPR comienza a partir de 18dBZ (Hou et al., 2014) y (Toyoshima, 2015).

3.3.3. Productos del satélite GPM

Los productos del satélite GPM, se encuentran disponibles en la página web administrado por la NASA y están categorizados de acuerdo al tipo de sensor; la primera categoría de productos corresponde al sensor GMI y la segunda pertenece al DPR, éste último se subcategoriza en cuatro niveles (nivel 0, nivel 1, nivel 2, y nivel 3), los cuales se distinguen por el nivel de procesamiento realizado. En el producto nivel 0, se encuentra la data primaria, siendo un paquete sincronizado y establecido de acuerdo a la norma estándar, éste producto no está disponible para el público usuario. En el nivel 1, se encuentra el producto 1A que almacena las salidas de los valores como por ejemplo, la altitud-posición, el estado del sensor, entre otros variables. El producto 1B y 1C, generado a partir del producto 1A, conduce

a la corrección geométrica, conversión de potencia recibida, y la temperatura de brillo. El producto de nivel 2, generado a partir del procesamiento de nivel 1, que a partir de ello se derivan las variables físicas como: tipos de precipitación y sección transversal de retrodispersión, y finalmente el producto de nivel 3, se origina por el procesamiento del producto nivel 1 y nivel 2, que conducen a un procesamiento avanzado por lo que utilizan la combinación de datos de distintos sensores y de distintos satélites para proporcionar la distribución global de la precipitación sobre la superficie de la Tierra en las siguientes escalas de tiempo: mensual, diario y horaria.

De todos los productos señalados líneas arriba, para este estudio se vio por conveniente utilizar el producto DPR del nivel 2, debido a su alta resolución y sensibilidad de los radares KuPR y KaPR que nos permiten caracterizar y analizar tridi-mensionalmente los aspectos físicos de los hidrometeoros en la atmósfera, banda brillante, estudios de tormentas entre otras aplicaciones.

3.3.4. Descripción de la órbita del satélite GPM

Asumiendo que, la Tierra tiene una distribución de masa simétrica, con movimiento de rotación, y despreciando la fuerza de la gravedad de los planetas, el Sol, la Luna, etc. En tal contexto el satélite es un cuerpo muy pequeño que sigue una trayectoria elíptica teniendo como centro la Tierra en uno de los focos del elipse, que forma un ángulo entre el plano de la órbita del satélite GPM y el plano del ecuador conocido como el ángulo de la inclinación (**i**), ello se observa en la figura (3.3). Por convención **i** siempre es positivo, no obstante cuando el ángulo de inclinación es menor que 90° se dice que la orbita es prograd o y cuando es mayor que 90° la órbita es retrograd o, por tanto, la órbita del satélite núcleo GPM es una órbita baja prograd a con ángulo de inclinación de 65°. Por otro lado, se introduce una ecuación que permite calcular el periodo de un satélite arbitrario a partir de la ley gravitacional de Newton el que expresa de la siguiente manera:

$$P = 2\pi\sqrt[2]{\frac{a^3}{GM}} \tag{3.1}$$

Donde G gravitación universal y M masa de la Tierra, para calcular el periodo del satélite se considero el producto $GM = 3{,}98600434\text{x}10^{14} m^3 s^{-2}$ que fue determinado con alta precision por (Smith et al., 1985) y el semi eje mayor como **a**= 6776 km, estos valores se reemplazan en la ecuación (3.1), se obtuvo que el periodo del satélite

núcleo GPM es 5551,0, convertido a minutos se tiene 92,517 min, éste tiempo es el que demora el GPM en dar una vuelta a la Tierra.

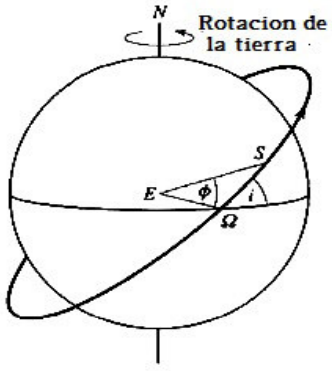


Figura 3.3: Ángulo de inclinación entre el satélite GPM y el plano de la Tierra

Por otro lado, el *Global Reference Frame* (GRF), son ejes relativos al nadir geodésico de la Tierra y a la dirección de la nave, donde la latitud del satélite GPM se encuentra definido por la transformación de coordenadas en forma rotacional del marco de referencia GRF. Cabe recordar que existe diferencia entre el nadir geodésico y el nadir geocéntrico, donde la forma de la Tierra esta determinada por el nadir geodésico, a consecuencia de ello la Tierra tiene la forma de elipsoide (achatado), por lo tanto, el elipsoide de referencia usado por el satélite GPM es el *World Geodetic System-84* (WGS-84) sistema de coordenada estándar, actualmente considerado válido.

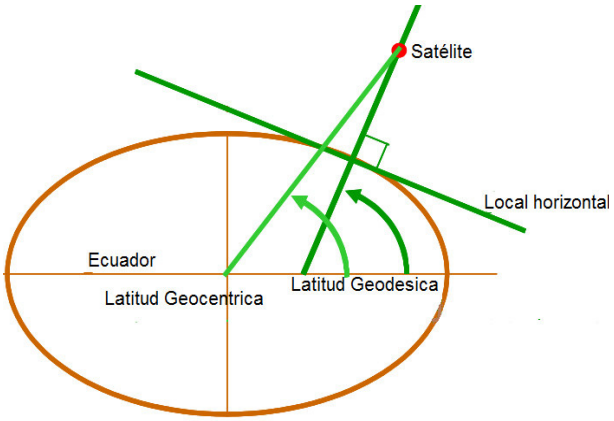


Figura 3.4: Elipsoide de referencia, modificado de (NASA, 2012)

El nadir geodésico es un punto natural orientado perpendicularmente al local horizontal y a la superficie de la Tierra tal como se ve en la figura (3.4), adicionalmente se detalla que la diferencia entre el nadir geodésico y geocéntrico es alrededor de 0,2°. Por otro lado, de manera general la posición de un satélite en el espacio esta determinado por seis variables usualmente conocidos como los elementos de Kepler; a, e, i y Ω semi eje mayor, excentricidad, angulo de inclinación y dirección ,respectivamente y los valores instánteneos θ y ϕ. Particularmente para una órbita circular se eliminan los dos elementos de Kepler $e = 0$ y perigeo, por lo tanto, los elementos de Kepler se reducen a cuatro.

3.3.5. Geometría de escaneo del satélite GPM

Los radares abordo del satélite núcleo GPM obedecen a un patrón de escaneo, es decir, el escaneo lo hace transversalmente a la dirección del vuelo de la nave, donde el haz emitida de los sensores se le denomina *rayos*, que este interactúa con objetivos. De tal manera, inmediatamente es reflejada por los mismos, ello se muestra en la tabla (3.1), donde el KuPR escanea con 49 rayos, siendo similar al del radar de precipitacion (PR) que se encuentra abordo del satételite TRMM.

Items	**KuPR**	**KaPR**
ancho de swath	245 km	120 km
rango de resolución	250 m	250/500 m
resolución espacial	5.2km(nadir)	5.2km(nadir)
ancho del rayo	0,71° (centro)	0,71° (centro)
número de rayos por escaneo	49 rayos	49 rayos(25 y 24)
ángulo de escaneo	±17° (transversal)	±8,5° (transversal)
tipo de radar	activo	activo

Tabla 3.1: Principales características de los dos radares del GPM

El PRKa se divide en dos tipos de escaneo, el primer, contiene 25 rayos en la central y emparejado con rayos de KuPR, el segundo incluye 24 rayos que opera en modo de alta sensibilidad que permite detectar lluvia ligera y nieve; para mayor explicación se presenta en la figura (3.5). Cada rayo se representa en forma circular con coordenadas de latitud y longitud, donde el punto central del rayo esta referenciada al elipsoide de referencia, por lo tanto, todos los variables que se encuentran en los productos del DPR están georeferenciadas respecto del elipsoide de referencia.

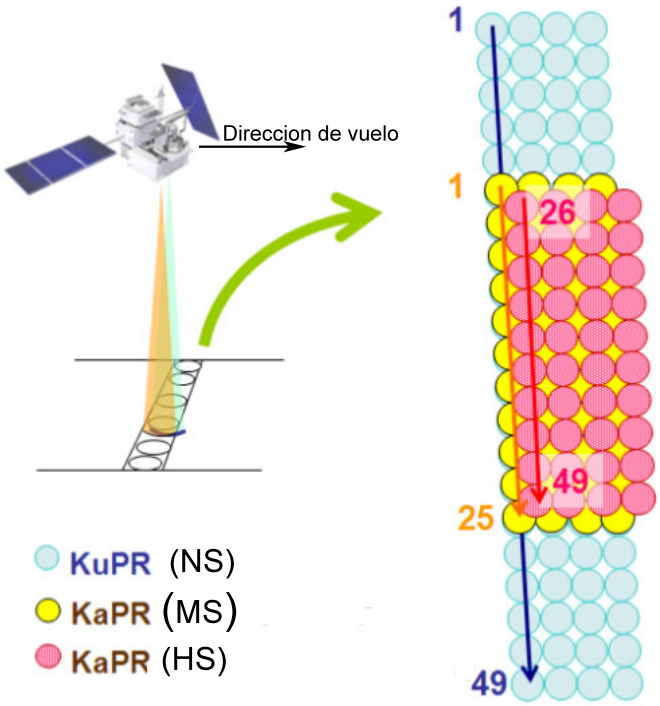


Figura 3.5: El satélite GPM, escanea de manera transversal a la dirección del vuelo, modificado de (Iguchi et al., 2010)

3.3.6. Producto nivel 2A del DPR

Los radares KaPR y KuPR de manera independiente proporcionan mediciones de precipitación, donde cada sensor recopila datos de hidrometeoros diferentes tal como se ve en la tabla (3.2). Esta información permite estudiar e interpretar los fenómenos meteorológicos. Por otro lado, el producto 2A se obtiene a partir del procesamiento realizado el producto de nivel 1. Así pues, teniendo productos obtenidos a partir de las combinaciones de los dos radares, se pueda conseguir mejor representación de la distribución de tamaño de gotas de lluvia (DSD), Además cabe mencionar que el DSD varía dependiendo del tipo de lluvia; por ello, la clasificación del tipo de lluvia juega un papel importante en el algorítmo de DPR-GPM, tal como lo señala (Iguchi et al., 2010).

El producto 2A se divide en 3 grupos: el primero, scaneo normal (NS) que corresponde la data del KuPR; el segundo, scaneo emparejado (MS) la combinación entre KaPR y KuPR, y finalmente, el tercero la alta sensibilidad (HS) para el sensor KaPR, además cada cual se subdividen por módulos tales como: Latitude,

KuPR	**KaPR**
intensidad y distribución de lluvia	lluvias ligeras
tipo de lluvia	nieve
mayor atenuación en gotas de lluvia	fase transición (altura de BB)
cristales de hielo	mejora la cuantificación del DSD
información tridimensional	información tridimensional

Tabla 3.2: Tipos de hidrometeoros que mide los dos radares

Longitude, Scan Time, PRE, DSD, SLV, Experimental, CSF, etc. En la presente investigación se usaron las variables que contiene los módulos siguientes; SLV, Scan Time y CSF.

3.4. Disdrómetro óptico

El disdrómetro óptico, es uno de los instrumentos más utilizados en la actualidad, mide la distribución de tamaño de gotas de lluvia (DSD) a partir del cual se calculan el factor de reflectividad, la tasa de precipitación, además el disdrómetro óptico permite hacer la comparación y validación de Z y R, que mide los radares meteorológicos que pueden ser instalados sobre la superficie del suelo y por naves espaciales.

3.4.1. Disdrómetro óptico en LAMAR

El disdrómetro óptico se encuentra instalado en LAMAR, el cual se ubica en el observatorio de Huancayo del Instituto Geofísico del Perú, que fue adquirido por LAMAR de la compañía Alemánia parsivel (OTT) en el marco del proyecto *Estudio de los procesos físicos que controlan los flujos superficiales de energía y agua para el modelado de heladas, lluvias intensas y evapotranspiración en la sierra central del Perú*. Este instrumento, proporciona mediciones de precipitación desde 23 de octubre de 2015 hasta la actualidad registrando a una resolución temporal de 1 minuto (min). En la figura (3.6) se muestra el disdrómetro en donde la tecnología de medición es a través del uso de láser que se basa por un sistema óptico. Por otro lado, la superficie de medición tiene una dimensión de 180x30 mm (54 cm^2), con una altura del haz de 1 mm, con longitud de onda 780 nm, y una potencia de salida 0.5 mW. Fue diseñado para medir todo tipo de hidrometeoros, así como para registrar en modo detallado tanto el tamaño de la partícula como la velocidad de caída de ca-



Figura 3.6: Disdrómetro óptico ubicado en LAMAR

da uno de los hidrometeoros y además clasificarlo de acuerdo al tipo de precipitación.

3.4.2. Fundamento del disdrómetro óptico

El disdrometro óptico consta de un sensor óptico, que incluye la electrónica apropiado de estado sólida, este sensor proporciona medición del DSD con alta resolución temporal que puede ser a partir de 10s. Tiene tres atributos principales, se menciona de acuerdo a (Löffler-Mang and Joss, 2000): el primero, los puntos de medición son representativos con variabilidad de escala pequeña, el segundo, detecta gotas de lluvia más pequeñas donde se puede modificar de acuerdo al interés de la investigación, así como para estimación de llovizna, y el tercero, estimación del tamaño y velocidad de copos de nieve, ésta información es muy importante especialmente en las regiones de alpes.

El disdrómetro óptico esta basado en la radiación de energía electromagnética en los rangos; ultravioleta (UV), visible e infraroja (IF). Por otro lado, el término láser se refiere a la propagación concentrada (Gaussiana) de la energía electromágnetica monocromática (fotónes con igual longitud de onda) y coherente (los fotónes que se

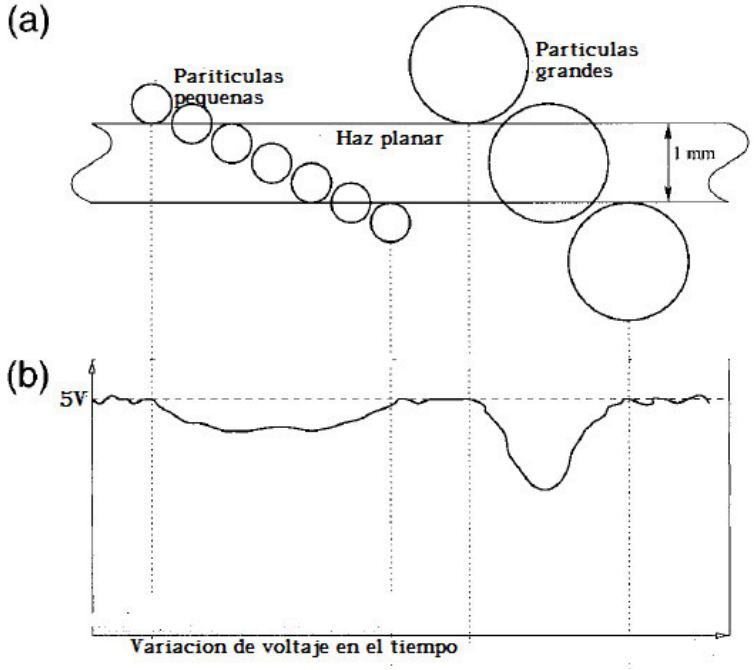


Figura 3.7: Variación de voltaje según el tamaño de partículas: a) Partículas pequeñas y grandes atraviesan por el haz del disdrómetro óptico. b) Sensor receptor detecta señales alteradas por los hidrometeoros, modificado de (Löffler-Mang and Joss, 2000)

encuentran en fase temporal y espacial). La medición de todo tipo de precipitación de un disdrómetro óptico consiste en el principio físico de extinción o atenuación del haz láser. Las partículas de precipitación pasan a través del lasér que fue emitido desde un sensor de transmisor en forma plana tal como se observa en la figura (3.7), luego el sensor receptor realiza registro de la atenuación dependiendo del tamaño e intensidad de la partícula. Por consiguiente, para cuantificar el fenómeno que ocurre en la medición, se utiliza la unidad de recepción que se transforma en una señal eléctrica y esta se modifica en cuanto la partícula de precipitación cae dentro del rayo; es decir, la señal eléctrica recepcionada varía de acuerdo el grado de sombra que genera las partículas en el haz plano de láser.

La medición de los hidrometeoros en fase sólida y nieve a través de parsivel presenta limitaciones, puesto que originalmente fue diseñado para la medición en fase líquida, y donde las gotas mayores de 1mm son considerados no esféricos en cambio para menores de 1mm esféricos. Cabe señalar que para todas las partículas hidrometeoros, la orientación lo considera horizontal de un esferoide achatada, por

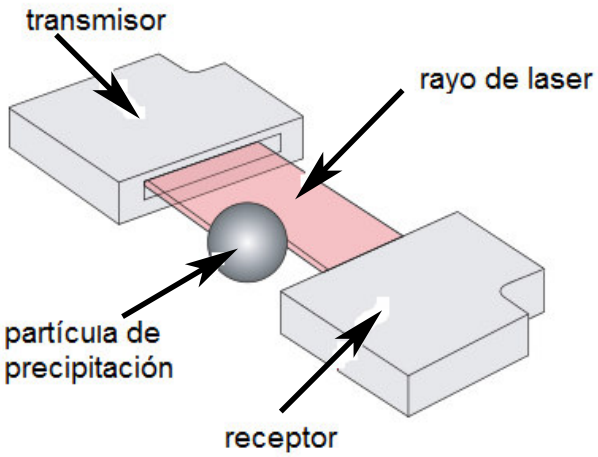


Figura 3.8: Una partícula de precipitación atraviesa por el haz planar del disdrómetro óptico

ello se tiene los siguientes relaciones:

$$a_r^{PAR} = \begin{cases} 1 & D_{eq}^{PAR} \leq 1mm \\ 1{,}075 - 0{,}075 D_{eq}^{PAR} & 1mm < D_{eq}^{PAR} < 5mm \\ 0{,}7 & D_{eq}^{PAR} \geq 5mm \end{cases}$$

Donde, a_r^{PAR} es el eje axial esta relacionada entre la altura y el ancho, D_{eq}^{PAR} diámetro de la esfera medida en milímetro (mm). Por otro lado, en la figura (3.8) se muestra una partícula atravesando por el haz laser. Cuando no pasa ninguna partícula, el sensor receptor registra 5 V, y cuando pasa partículas pequeñas la potencial empieza a disminuir suavemente, mientras para partículas grande el voltaje se reduce bruscamente.

3.4.3. Estimación del DSD y velocidad de partículas

Cuando pasa una partícula por el haz láser horizontal, existe una variación en el voltage, a partir de esta variación se determina el tamaño de la partícula. Por otro lado, la velocidad se determina, midiendo la duración de la señal que demora en llegar al receptor, es decir una señal que comienza al mismo instante en que

la partícula ingresa al haz láser horizontal emitido y posteriormente cuando este partícula terminó de pasar por completo, al mismo instante el haz láser tambien termina o llega al receptor. Por lo tanto, teniendo mediciones del tamaño de partícula y la velocidad se derivan: tipos de hidrometeoros, energía cinética, intensidad de precipitación, y reflectividad del radar, entre otros.

Nombre	**rango**
precipitación líquida	0.2 a 5 mm
precipitación sólida	0.2 a 25 mm
precipitación con velocidad	0.2 a 20 m/s

Tabla 3.3: Escala de medición de hidrometeoros usando el disdrómetro óptico, fuente (Parsivel 2, OTT)

Capítulo 4

Datos

Para el presente trabajo de tesis se emplearon datos de precipitación provenientes de distintos fuentes de estimación ; la primera se constituye por el radar de precipitación de frecuencia dual (DPR) que se encuentra abordo del satélite núcleo GPM, que opera en dos bandas; radar de precipitación en la banda Ka (PRKa) y el radar de precipitación en la banda Ku (PRKu), estos datos se encuentran disponibles en la pagina web de *Global Precipitation Measurement* (NASA) del cual se descarga el producto de nivel 2A correspondiente a los sensores PRKa y PRKu diseñados en una estructura de formato HDF5. La segunda fuente que proviene de la técnica del papel de filtro, la tercera, proporcionada por el disdrómetro óptico, la cuarta proveniene del radar mira35C en banda Ka y finalmente la quinta fuente proporcionada por el pluviómetro convencional.

4.1. Datos de los radares DPR

Todos los archivos de datos de precipitación que contiene el producto de nivel 2A proporcionados por los dos radares PRKa y PRKu han sido descargados para los meses de noviembre a diciembre de 2014, enero a marzo y noviembre a diciembre de 2015 y finalmente de enero a marzo de 2016, el periodo mencionado son siderados como meses de lluvia en la zona de estudio. Los archivos de datos de precipitación provenientes del producto de nivel 2A contienen igual cantidad de variables para los sensores PRKu y PRKa y se encuentran en un formato HDF5.

Al respecto cabe explicar, que los HDFs son un conjunto de archivos desarrollados por *The National Center for Supercomputing Aplication-University of Illionois* (NC-

SA) existiendo así tres tipos de archivos de la misma especie HDF,HDF4 y HDF5, en tal sentido, los datos tomados en cuenta en la presente tesis corresponden a la especie HDF5 el cual se encuentra constituido en dos componentes principales: constituido por el componente a), *Atributos* los cuales disponen de la información de atributos, por ejemplo contiene la metadata de los productos de GPM y el componente b), contiene un conjunto de datos, tales como datos de observaciones: latitud/longitud y otros variables que mas adelante se detallan.

El PRKu; esta dividido en grupos y en subgrupos. por tanto, para nuestro interés se utilizó el grupo **ScanTime** que incluye la fecha de cada punto del escaneo, desde el año hasta milesegundos, el grupo **navigation** que indica las características de la nave, por ejemplo la posicion, latitud y longitud de la nave tomando como referencia el elipsoide de referencia, asímismo se descargaron los siguientes : el **heightStormTop**; altura del tope de la tormenta, **elevation** altura geodésica de cada punto de escaneo, el **heightBB** que indica altura de la banda brillante, **typePrecip** que indica tipos de precipitación el cual esta compuesto de 8 dígitos , **piaFinal** indica la atenuación de trayectoria integral causado por partículas de precipitación, **zFactorCorrected** indica el perfil vertical del factor de reflectividad [dBZ], la **precipRate** indica la tasa de precipitación(mm/hr), y otros variables.

Los datos del PRKa mantienen la misma estructura grupos y subgrupos que el PRKu. Por tanto, se utilizarón los mismos variables ya mencionados, además considerar que la resolución vertical de la banda Ka esta de dos maneras (250 y 500m), hasta una altura de 19km desde el elipsoide de referencia.

4.2. Datos de precipitación in situ

Se usó distintos fuentes de datos in situ tales son: la técnica de papel de filtro, pluviómetro convencional, disdrómetro óptico y mira35c. Al respecto cabe precisar, que el primer fuente de dato fue obtenido haciendo mediciones en distintos eventos de lluvia, y los otros fuentes de datos son basicamente observadas ya que se encuentran instaladas en la zona de estudio.

4.2.1. Datos del disdrómetro óptico

Las mediciones del sistema de precipitación por un disdrómetro óptico se encuentran almacenada en un *datalogger* (memoria de almacenamiento y/o registrador de

datos), del cual se extraen los dtos por vía *file transfer protocol* (ftp). Para nuestro interés se descargaron en formato ascii (txt) los datos de los variables: factor de reflectividad (z) en unidades (dBZ), razón de lluvia (R) en unidades (mm/h), tiempo de operación en segundos, acumulación de la lluvia en unidades (mm). Tambien cabe señalar que el disdrómetro óptico esta operando en forma continua, es decir de día y noche registrando cada minuto.

Las mediciones que proporciona el disdrómetro óptico son confiable, ya que ha sido calibrado por la compañía OTT parsivel, por ello, para el análisis de nuestro interés se usó directamente las variables mencionados en lineas arriba.

4.2.2. Datos de Mira35C

El radar mira35C es un perfilador de nube que opera en la banda Ka, y se encuentra instalado en LAMAR del observatorio de Huancayo-Perú. Las principales características del instrumento son lo siguiente: frecuencia operación de 34.8GHz y expresada en longitud de onda es 8.6 mm, potencia 2.5kW, el tipo de antena monoestatico, y con un ángulo conocido como *beamwidht* de (0,6°). El radar sólo oberva en perfil vertical desde 155m hasta 14km de altura a partir de su posición del radar. Actualmente esta registrando con intérvalo de 8 segundos, y los datos se encuentran almacenados en un servidor propio del radar de formato estandar netcdf con extensión (.mmclx). Por lo tanto, para el procesamiento y analisis a partir de allí se descagan los archivos.

4.2.3. Datos del pluviómetro

El pluviómetro es el instrumento tradicional que registra puntualmente la cantidad de agua precipitada acumulada, en la actualidad se sigue utilizando para registrar precipitación y es considerada como el instrumento convencional. Registra la precipitación en la fase líquida y sólida a partir de ello se puede saber la cantidad de lluvia en milimitro (mm) que cae en un determinado punto, este instrumento se encuentra instalado en la zona de estudio, para nuestro interés se utilizó como referencia y para su respectivo comparación de otros instrumentos in situ. Por otro lado, se utilizó información brindada por un personal encargado de anotar las mediciones, y fue conveniente considerar para el presente tesis. El personal registra la cantidad de precipitación en su libreta de control dos veces al día siendo hora local a las 7

a.m y 7 p.m donde el promedio de las dos mediciones indica la lluvia acumulado del dia.

4.2.4. Datos del papel de filtro

La medición de la disctribución de tamaño de gotas de lluvia (DSD) se ha obtenido a través de la técnica del papel de filtro, donde las mediciones se realizarón en periodos distintos de noviembre del 2015, teniendo las muestras de papel de filtro con DSD, se hace conteos manuales de las gotas de lluvia por cada papel del filtro, posteriormente se digitalizó en formato (.xlsx) y finalmente se calcula la razón de lluvia y el factor de reflectividad.

Por otro lado, para realizar cálculos, por ejemplo para obtener velocidad de caida de cada una de las gotas de lluvia fue necesario utilizar datos del termómetro que propociona valores de temperatura (K), barómetro que brinda valores de presión (mb), favorablemente éstos instrumentos operan con el mismo intérvalo de tiempo como el disdrómetro óptico, siendo 1 minuto. Así mismo se utilizó la velocidad del viento sobre la surperficie en las tres direcciones (m/s): meridional, zonal, vertical, proporcionado por el anemómetro sónico, los cuales permiten cuantificar la distribución de la intensidad de lluvia en función de la velocidad de la atmósfera.

Capítulo 5

Metodología

En este capítulo se aborda de manera detallada, los procedimientos que se consideró para el desarrollo de la tesis, en la primera parte se introduce la recopilación de los datos de radares Ku y Ka, seguidamente la metodología de geocolocalización así como la generación de grilla regular, posteriormente el uso del disdrómetro óptico y finalizando con la metodología del papel de filtro.

5.1. Recopilación de la data de PRKa y PRKu

En un primer momento se registro en la pagina web de la NASA, con la finalidad de descargar la data del producto de nivel 2A, en caso contrario no hubiera sido posible obtener los datos que proporciona los sensores: PRKa y PRKu, para la descarga se ha elaborado scripts (conjunto de codigos) a través del lenguaje de programación (shell-bash) que facilitó seleccionar individualmente los swath que pasan sobre el area de estudio, debido a que cada archivo pesa aproximadamente 407 megabytes, ya que contienen información de los radares de PRKa con 120 km de ancho y PRKu con 245km de ancho y describen una trayectoria senoidal (ascendente y descendente) alrededor de la Tierra de latitudes entre $-65°$ y $+65°$.

5.2. Geolocalización del swath de PRKa y PRKu

El swath tiene un ancho de escaneo de 49 rayos para la banda Ku y 24 rayos para la banda Ka, en tal sentido cada rayo tiene su respectiva geolocalización, es decir, latitud y longitud. Por lo tanto para realizar el procesamiento de los datos se han

elaborado un conjunto de códigos que permite la lectura de los archivos del formato HDF5, extracción de la geolocalización y obtencion de variables como es el caso del factor de reflectividad y la razón de lluvia, acontinuación se señala el procedimiento:

1) La latitud y la longitud de los rayos están expresados en forma de una matriz de dos dimensiones (i,j), donde i corresponde el ancho de escaneo y j corresponde el número de rayos

2) El programa selecciona aquellos archivos en la cual su respectivo swath ha realizado el escaneado sobre el area de estudio, es decir, identifica la trayectoria del satélite que pasó por el área de interés, además indica el año, mes, dia, hora, minutos, segundos y milesimas de segundo.

3) El programa genera una tabla en formato ascii (.txt) de los siguientes variables; latitud, longitud, razón de lluvia estimada en la superficie, el factor de reflectividad estimada en la superficie, tipos de tormenta, altura del tope de la tormenta, altura de los puntos de escaneo, etc.

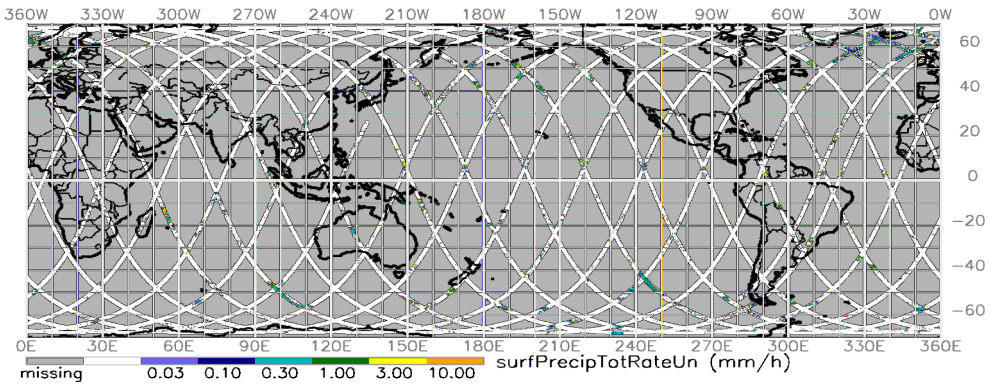


Figura 5.1: Tipos de scaneos ascendentes y descendentes del núcleo GPM fuente (JAXA, 2014)

5.3. Grillas de PRKa y PRKu en una grilla regular

A medida que el satélite orbita sobre la superficie de la Tierra, los sensores de PRKa y PRKu realizan barridos perpendiculares a la dirección del vuelo del

satélite, ello implica que la geolocalización latitud y longitud varía en función a las trayectorias como son : ascendentes y descendentes tal como se observa en la figura (5.1). Por lo tanto, el escaneo de los dos tipos (ascendente y descendente) presentan respectivos grillas que no coinciden con la grilla regular del sistema de coordenada, tal como señala (Richards and Jia, 1986) que el centro de las grillas de registros de pixeles proyectados no coinciden con las ubicaciones de las grillas del imagen

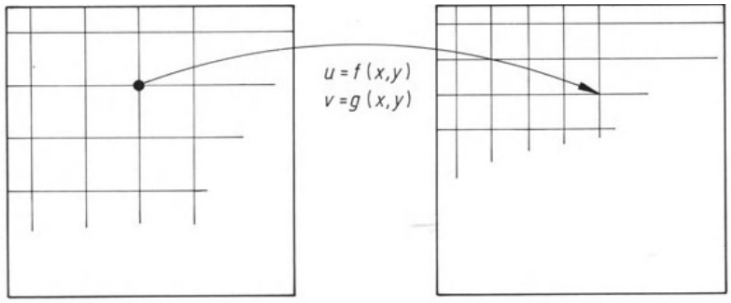


Figura 5.2: a) Sistema de coordenadas que representa el mapa en grilla regular, b) sistema de coordenadas del imagen en grilla del satélite, fuente (Richards and Jia, 1986)

Consoderando como referencia la figura (5.2) se hace una analogía, donde $u = f(x, y) \rightarrow lat(i, j)$ y $v = g(x, y) \rightarrow lon(i, j)$. El escaneo de la latitud y longitud que realiza los sensores PRKa y PRKu se encuentran expresadas en una matriz bidimensional conocido como la grilla del satélite, donde la resolución espacial consta de 0,05°. Por otro lado, se realiza la geolocalización de las grillas del satélite, ya que pasa por la zona de estudio generando matriz bidimensional de lat(i,j) y lon(i,j). Por consiguiente para la transformada de las coordenadas existen varios metodos, en este trabajo se empleó el método de interpolación bilineal, acontinuación se mencionan los procedimientos:

1) Se crea una grilla regular considerando una resolución espacial de 0,05°, tal como se observa en la figura (5.3).

2) En cuanto a los puntos negros de la figura (5.3) representan la grilla del satélite núcleo GPM donde las flechas azules indican que los puntos negros se ajustan sobre la grilla regular, para esta operación se utilizó un código de programación en matlab.

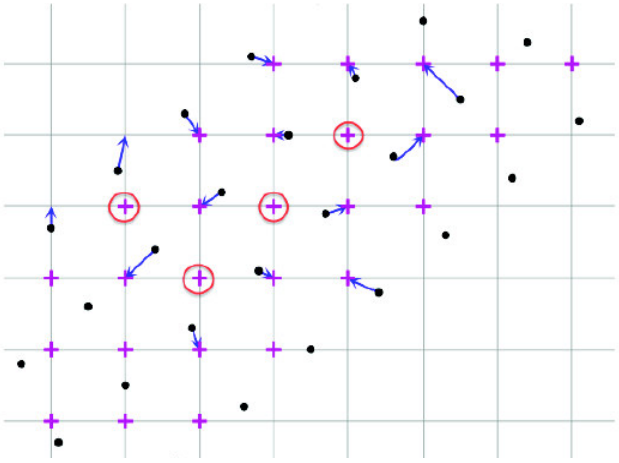


Figura 5.3: La grilla regular y grilla del satélite GPM, fuente (Chávez, 2013)

5.4. Asignación de valores de precipitación a una grilla regular

Para el procesamiento de los datos, así como la asignación de los valores de precipitación a una nueva grilla regular se ha elaborado varios codigos de programas que hace las siguientes operaciones.

1) El archivo seleccionado para el área de estudio tiene una matriz bidimensional con componentes lat(i,j) y lon(i,j), donde el rayo del swath correspondiente al primer punto de la grilla se representa con coordenadas (lon(1,1),lat(1,1)) y los puntos contiguos del mismo (lon(1,2),lat(1,2)), (lon(2,2),lat(2,2)) y (lon(2,1),lat(2,1)) puesto que estos cuatro puntos forman una cuadrícula.

2) Se toma un radio de 0,01° respecto del punto más cercano de la cuadrícula, de tal manera que los puntos de la grilla regular sean más cercano a la cuadrícula, por lo tanto, para fines didáctico elegimos el punto (lon(1,2),lat(1,2)).

3) Como ya se conocen los vértices de la cuadrícula, se pueden calcular las áreas del cuadrícula haciendo la operación de producto vectorial.

4) El programa tambien calcula áreas de los triangulos formados a partir de dos puntos de la grilla de PRKu y un punto de la grilla regular, ello se observa en la figura 5.4, el mismo procedimiento se realiza para el PRKa.

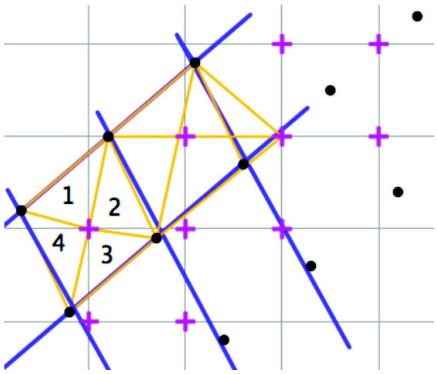


Figura 5.4: Unión de puntos de grilla regular y grilla del satélite GPM, fuente (Chávez, 2013)

5) Si un punto de la grilla regular se encuentra dentro de la cuadrícula entonces el área que forman los 4 triangulos deben ser igual al área de la cuadrícula, esta condición permite saber si un punto de grilla regular esta dentro de la cuadrícula.

6) Una vez determinado el punto de la grilla regular que esta dentro de la grilla de PRKu o PRKa inmediatamente se calcula la altura de los triángulos formados por dos puntos de PRKu o PRka y un punto de la grilla regular, estas alturas bienen ser la distancia de la proyección del punto de la grilla en la dirección de la cuadrícula a los vértices, con éstas distancias obtenidas el programa realiza la interpolación bilineal de los valores de razón de lluvia, factor de reflectividad, entre otros variables. Para mayor detalle se observa en la figura 5.5

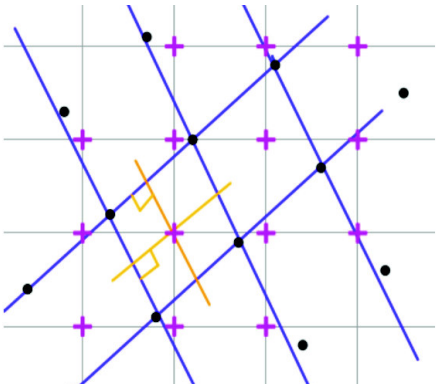


Figura 5.5: Interpolación bilineal de la grilla del satélite GPM, fuente (Chávez, 2013)

5.5. Disdrómetro óptico

La data del disdrómetro óptico se encuentra administrado por *laboratorio de microfísica atmosférica y radiación* (LAMAR) del Instituto Geofísico del Perú. Para el procesamiento de dichos datos se elaboró scripts en lenguaje de programación python y matlab, las cuales permiten operar los siguientes:

a) Se obtiene la data del disdrómetro óptico con ayuda del script creando un nuevo archivo en formato **txt** para cada día (24 horas). Así mismo guarda el mismo con la fecha correspondiente, por ejemplo guarda en la siguiente orden año, mes y día, $(*,2015-01-01.txt)$ dicho archivo puede contener variables como la intensidad de la lluvia (mm/h), el factor de reflectividad (dBZ), tiempo de medición, temperatura, presión, entre otros variables.

b) Se seleccionan manteniendo el formato original de los archivos en los cuales contienen información de la intensidad de lluvia y el factor de reflectividad, es decir, usando scritps se identifican los eventos meteorológicos que hayan ocurrido durante las 24 horas.

c) Usando scripts se procedio graficar serie de tiempo para cada evento, asímismo haciendo la regresión lineal de la relación empírica $R = aZ^b$, se encuentra los parámetros **a** y **b** asumiendo índices umbrales menores de 0.5 mm/h, comprendido entre 0.5 y 2mm/h y mayores de 2 mm/h.

5.6. La técnica del papel de filtro

Se hicieron una buena cantidad de mediciones de la distribución de tamaño de gotas de lluvia (DSD) en puntos distintos de la zona de estudio, para el conteo de las gotas se usó la plantilla que es calibrada en un laboratorio tal como menciona en su libro (Rinehart, 1998), asimismo esta técnica fue empleado por (Chávez, 2013), para mediciones de gotas lluvia en los Andes Centrales del Perú y con ello la validación de los datos de 2A25 del satélite TRMM. Por consiguiente en el presente tesis fue conveniente utilizar la técnica de papel del filtro. obteniendo 40 muestras de mediciones en noviembre de 2015, para ello se realizó los siguientes pasos.

- Se tiñe uniformemente el papel Whatman $N°1$ con azul de metileno en lugar donde no haya significativamente partículas de liquido suspendido en la

atmósfera, evitar conversaciones puesto que la saliva puede ser detectada por el papel de filtro, luego de teñir guardar inmediatamente.

- El papel de filtro se coloca en un recipiente plástico (resistente a la lluvia) para proteger de efecto de flujo del viento, luego asegurar con un alfiler de tal modo que no cambie la posición del papel de filtro, tal como se observa en la figura 5.6a.
- Cuando se traslada el reciepiente contenido del papel de filtro, se tapa con material liviano y plano resistente a la lluvia, para hacer la medición en el momento de abrir la tapa tambien al instante se prende el cronómetro, luego se realiza la misma operación para tapar el recipiente y apagar el cronómetro.
- El tiempo de exposición a la lluvia del papel de filtro varía dependiendo de la intensidad de lluvia, en el experimento se hizo mediciones entre 8 segundos hasta 4 minutos
- Cuando el papel de filtro esta completamente cubierto por las gotas de lluvia, tal como se observa en la figura 5.6b, de manera inmediata se tapa, tomar encuenta cuando se quiere saber la cantidad de gotas de lluvia se observa considerando una cierta distancia sin interrumpir el flujo del viento y sin influir en la caída de lluvia
- Sacar cuidadosamente el papel de filtro con la mano seco, después para realizar nuevamente el experimento por segunda vez se debe secar el recipiente, de esa manera se evita la influencia de las gotas impactados en la medición anterior

Para el conteo de las gotas de lluvia se utilizó una plantilla tal como se muestra en la figura 5.7a, ello fue proporcionado por (Rinehart, 1998), en el cual se observa que tiene rango de valores que varía entre 0.2 mm y 5 mm. El conteo se realiza sin omitir cada gota de lluvia, tal como se muestra en la figura 5.7b, en nuestro caso se aplicó la siguiente metodología: se particiona la muestra de papel de filtro en cuatro cuadrantes, de tal forma el conteo se realiza en cada cuadrante, luego los datos obtenidos se digitalizó en formato (.xsl) para realizar los cálculos correspondientes:

Se elaboró un conjunto de codigos que permite resolver las ecuaciones de sección (2.5). Por lo tanto, haciendo la operación se obtiene la velocidad terminal de gotas de lluvia considerando diferentes valores de temperatura y presión medidas dentro de la zona de estudio.

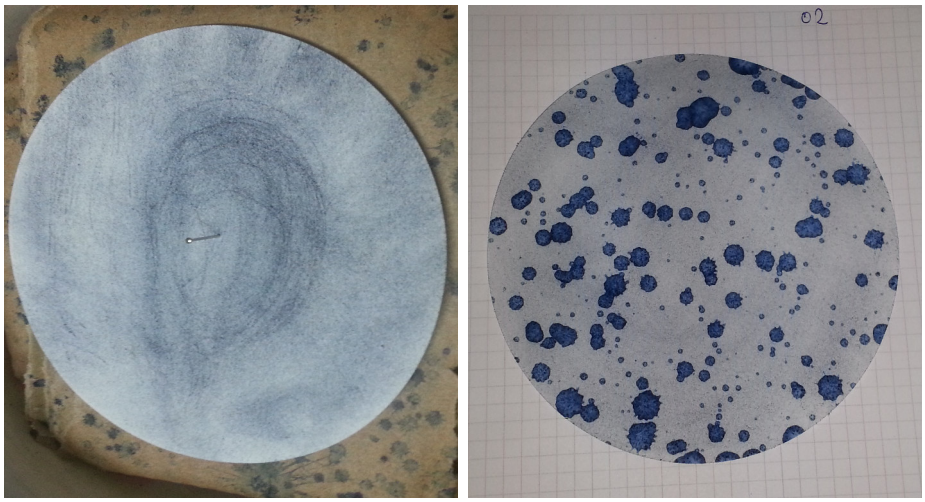


Figura 5.6: a) Papel del filtro fijado con un alfiler, minutos antes de la exposición a la lluvia. b) Papel del filtro después de la exposición a la lluvia

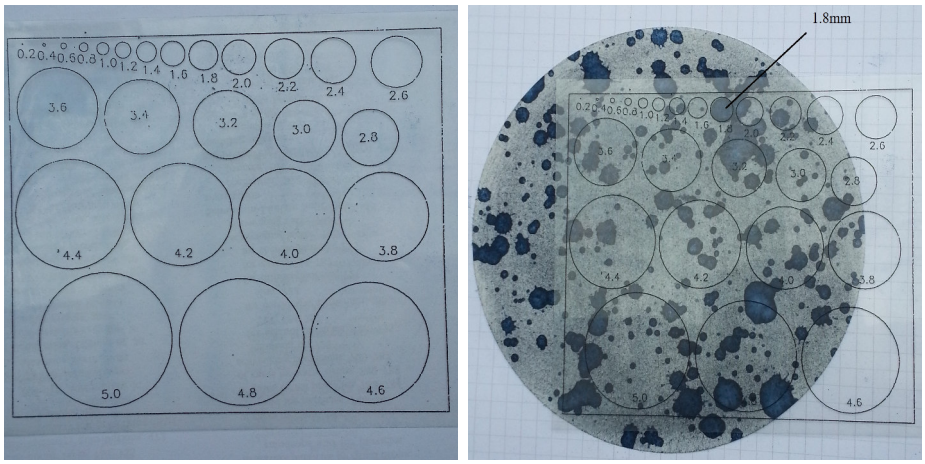


Figura 5.7: a) Plantilla calibrada (b) Papel del filtro contenido de DSD y la plantilla

Seguidamente con la finalidad de saber la cantidad de agua depositada, primero se se calculó valores de factor de reflectividad , y la razón de lluvia, teniendo estos valores de procedio determinar el volumen de resolución en donde se consideró el díametro del papel de filtro 12.5cm, asimismo se calculó el área.

Capítulo 6

Resultados y discusiones

En este capítulo se describen y se analizan los resultados obtenidos durante la investigación, en la primera parte se hace la correlación entre la velocidad del viento y la intensidad de la precipitación; así como el análisis de los datos obtenidos a través de la técnica de papel del filtro. Luego se presenta los resultados de las mediciones por medio de disdrómetro óptico, en seguida se analiza los datos obtenidos por los radares del satélite GPM (banda Ku y Ka), y finalmente se analiza las observaciones realizadas por el radar perfilador de nube tambien conocido como MIRA35C.

6.1. Relación entre la velocidad del viento y la lluvia

Se relacionó la velocidad del viento más cercana a la superficie registrada cada minuto por el anemómetro sónico y la precipitación medida por el disdrómetro óptico. Se enfatizó el análisis del viento en la dirección vertical. Asimismo, con ayuda de un codigo hecho en matlab se realizó el procesamiento de los datos para el periodo de noviembre a diciembre de 2015, donde se identificaron 39 días con eventos de lluvia.

En la figura 6.1a se muestra la distribución de la intensidad de lluvia en función a la velocidad zonal del viento. Se aprecia que en un rango de 0 hasta 5mm/h del eje **Y** y en el eje **X** de -4m/s a 4 m/s, la distribución de la intensidad de lluvia se concentra en mayor cantidad; mientras que para valores superiores a 5mm/h es muy dispersa. asi tambien los valores positivos del eje X indican la dirección del

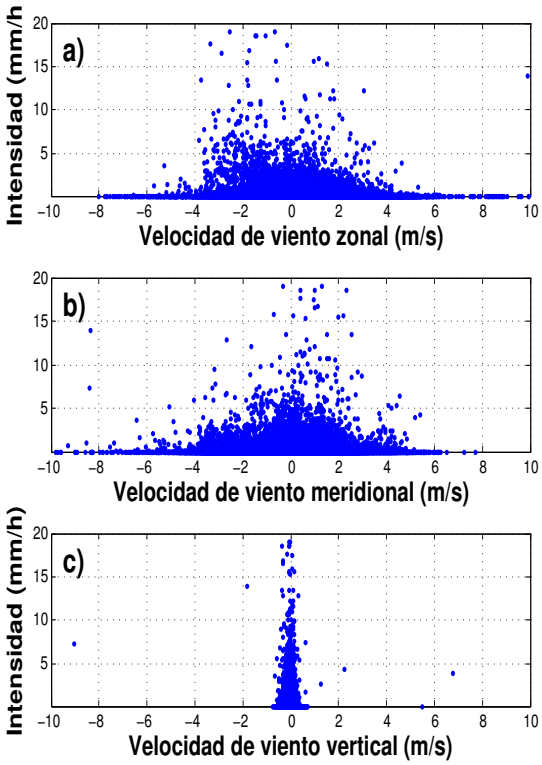


Figura 6.1: Distribución de la intensidad de lluvia en función de las velocidades del viento: **a)** velocidad zonal, **b)** velocidad meridional, y **c)** velocidad vertical. Los datos analizados corresponden para 39 días con eventos de precipitación durante noviembre a diciembre de 2015.

viento de oeste-este y los valores negativos en sentido contrario. En la figura 6.1b se muestra la distribución de la intensidad de lluvia en función a la velocidad del viento meridional. Se observa una mayor concentración de la intensidad de precipitación en el rango de -4m/s a 4m/s (eje X) y en el rango de 0 a 5mm/h (eje Y). Por otra parte, los valores negativos de la velocidad meridional indican la dirección de norte a sur y los positivos de sur a norte. Finalmente en la figura 6.1c se muestra la intensidad de lluvia en función a la velocidad vertical del viento, donde se observa mayor concentración entre los valores de -1 y +1 m/s.

A partir de la información de las figuras 6.1a y 6.1b no es posible explicar la relación entre las velocidades horizontales y la intensidad de la lluvia. En cambio, se aprecia una relación entre la velcidad vertical y la intensidad de lluvia, tal es así que el ancho de la distribución de la velocidad vertical disminuye a medida que aumenta los valores máximos de la intensidad de la precipitación, esto se debe probablemente

a la turbulencia que se genera cuando existe una tormenta.

6.1.1. Intensidad y velocidad vertical del viento

En la figura 6.2 se muestra la distribución e intensidad de la precipitación en función a la velocidad vertical del viento para los eventos ocurridos durante noviembre de 2015. El eje Y representa valores de la intensidad de lluvia; mientras que el eje X valores de la velocidad vertical del viento. Asimismo en la matriz de la figura 6.2 se observa que la distribución de la intensidad de lluvia es simétrica para velocidades pequeñas que varían entre -0.2m/s y 0.2m/s, además presenta mayor concentración de la intensidad de precipitación para valores cercanos a cero. A medida que aumenta la intensidad de lluvia, disminuye el ancho de la amplitud de la función de distribución.

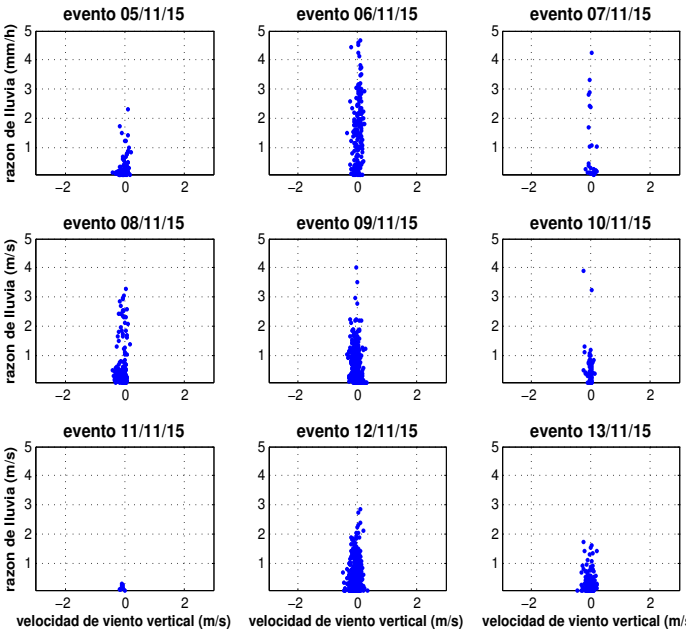


Figura 6.2: Distribución de la intensidad de lluvia en función de la velocidad vertical del viento, para eventos de lluvia ocurrido en los meses noviembre y diciembre de 2015.

Por otro lado, se calculó los parámetros a y b de la relación R y Z en condiciones de poco viento y baja intensidad de lluvia, para ello se consideró los eventos ocurridos entre los meses de noviembre y diciembre de 2015, de donde se obtuvo los valores

de $a = 0{,}035$ y $b = 0{,}623$, especificamente **a** representa el coeficiente independiente y **b** la pendiente de la distribución lineal entre R-Z.

6.2. La técnica del papel de filtro

La técnica del papel de filtro mide la DSD, a partir de ello se calculan diferentes variables, tanto el factor de reflectividad como la velocidad terminal. Para encontrar los valores de Z, primero se determina la velocidad terminal de cada gotas de lluvia, utilizando los datos de temperatura y presión que corresponde a la zona de estudio. En la figura 6.3 se muestra el resultado de algunos experimentos obtenidos para los valores de la presión: 686 mb, 682 mb y 900 mb, y para la temperatura: 281 K, 292 K y 293 K, donde la velocidad terminal varía exponencialmente en función al diámetro de las gotas de lluvia, además como referencia se considero los valores 1013 mb y 293K que corresponden a nivel del mar.

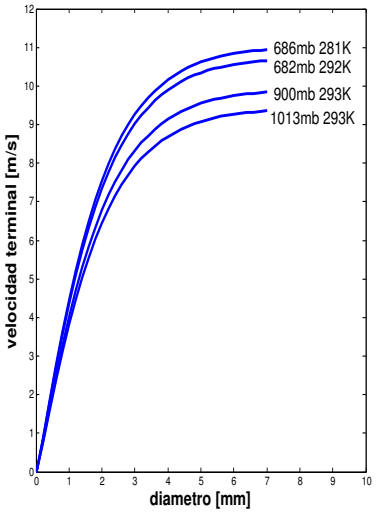


Figura 6.3: Velocidad terminal de las gotas de lluvia para diferentes valores de presión y temperatura, elaboración propia

Diferentes tamaños de gotas de lluvia caen sobre la superficie de la tierra, con velocidades que varían dependiendo al diámetro de los hidrometeoros. Como resultado se tiene que los hidrometeoros con diámetros grandes caen más rápido que aquellos con diámetros pequeños. La velocidad vertical de las gotas de lluvia poseen límite de

variación exponencial aproximadamente hasta 5mm de diámetro, a partir del cual la velocidad terminal comienza ligeramente ser constante.

En la figura 6.4 se muestra la concentración de gotas de lluvia que fue medida usando el papel de filtro. Se oberve que las gotas de lluvia hacen una distribución exponencial. Los círculos de colores representan diferentes eventos de lluvia y los círculos en blanco representan la suma de todas las mediciones realizadas para los diferentes eventos referidos a las 39 muestras del experimento. Precisamente, la forma de la distribución del DSD se analiza considerando dos planteamientos que actualmente se encuentran vigente y citadas por reconocidos científicos. El primero es la relación exponencial propuesto por Marshall-Palmer (1948), y la segunda la teoría de función gamma abordado por (Ulbrich, 1983).

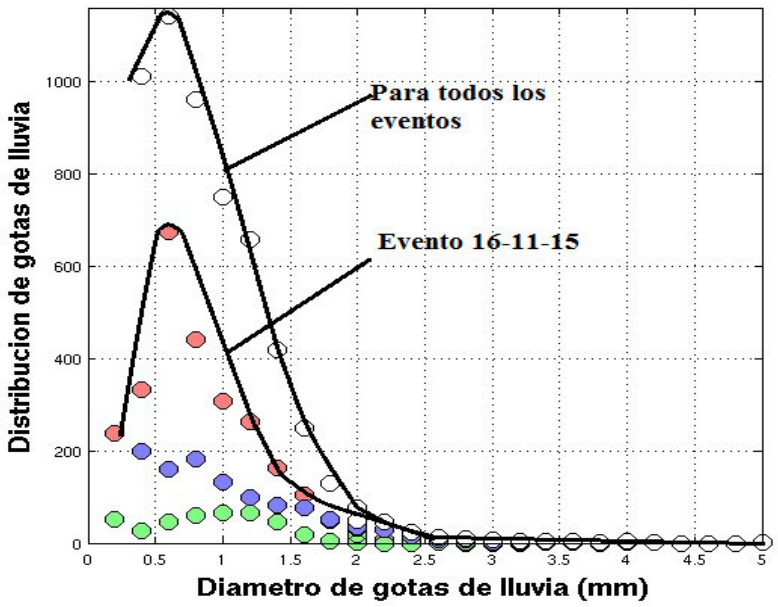
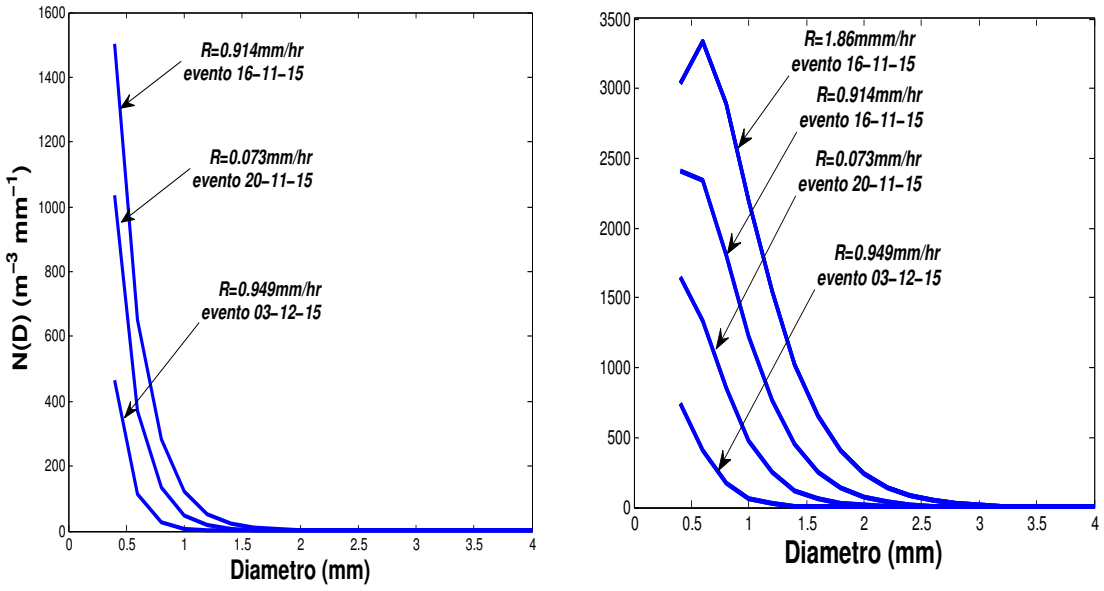


Figura 6.4: Estimación de la distribución del tamaño de las gotas de lluvia a través del uso de la técnica de papel del filtro (verde corresponde al evento 20 de noviembre de 2015 y azul para 29 de noviembre de 2015).

En la figura 6.5a se muestra la cantidad de DSD en función del diámetro de las gotas de lluvia para diferentes valores de R (0.949, 0.073 y 0.914mm/h) estas distribuciónes se obtuvieron utilizando la relación exponencial de Marshall-Palmer, mientras que la figura 6.5b muestra la distribución para la función gamma en donde

se considero los mismos valores de R de la figura 6.5a.



a **b**

Figura 6.5: Distribución de tamaño de gotas de lluvia: a) Relación exponencial de Marshall-Palmer, b) Distribución de la función gamma.

El resultado muestra que la distribución de tamaño de gotas lluvia en la zona de estudio, no es adecuadamente representado por la distribución de Marshall-Palmer, por lo tanto, la ley exponencial propuesto por Marshall-Palmer en 1948 no explica por completo la distribución de la precipitación en el valle del río Mantaro. En cambio el DSD es mejor representado usando la teoría de la función gamma tal como indica la figura 6.5b.

6.2.1. Determinación de a y b de la relación R-Z

En la figura 6.6 se muestra la variación de Z (eje X) y R (eje Y), de donde se determinó los parámetros de la relación lineal entre R-Z, obteniendose los siguientes valores de a y b : **a**=0.017 y **b**=0.671.

Los parámetros determinados a través de la técnica del papel de filtro, se compararon con los parámetros **a**=0.021 y **b**=0.682 encontrados por Iguchi et al. (2000)

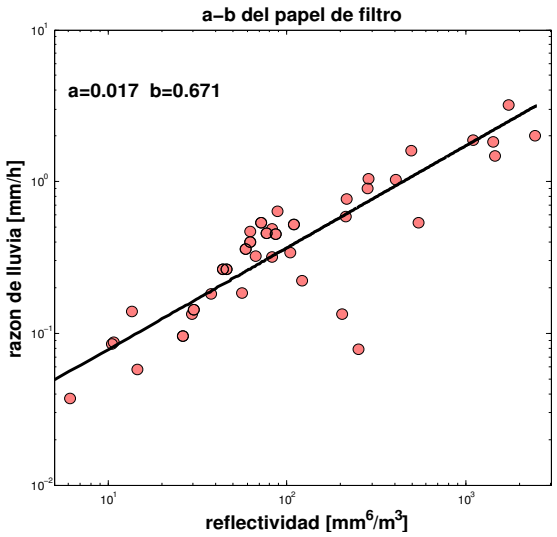


Figura 6.6: Relación entre el factor de reflectividad y la razón de lluvia, obtenido a partir del conteo de DSD

para la precipitación de tipo estratiforme usando la medición del radar en la banda Ku abordo del satélite TRMM. Estos parámetros presentan similitudes debido a que el parámetro **a** tiene una disminución de 19 % y b disminuye en 1 %. Resultados que permiten afirmar que las mediciones de las gotas de lluvia estimadas en la zona de estudio corresponden a una precipitación de tipo estratiforme.

En la figura 6.7a se muestra la distribución lineal entre el factor de reflectividad y la razón de lluvia los valores de a y b son: **a=0.016** y **b=0.679** calculado sólo para intensidades de precipitación menores a 1mm/h. En cambio, para lluvias mayores de 1 mm/h se muestra, en la figura 6.7b valores de a y b: **a=0.130** y **b=0.372**.

Los parámetros **a** y **b** encontrados se diferencian ya que la intensidad de lluvia es distinta. Por otro lado, cabe recordar que la razón de lluvia físicamente se relaciona con el DSD, y este último cambia en el tiempo y espacio. Por consiguiente se afirma que los valores de **a** y **b** dependen de la distribución des DSD, por ello, para distintas eventos de lluvia se tendrá valores distintos de **a** y **b**.

6.3. Disdrómetro óptico

El disdrómetro cuenta con un sensor óptico que incluye la física de estado sólido, con este instrumento se registran el espectro del DSD a alta resolución temporal que

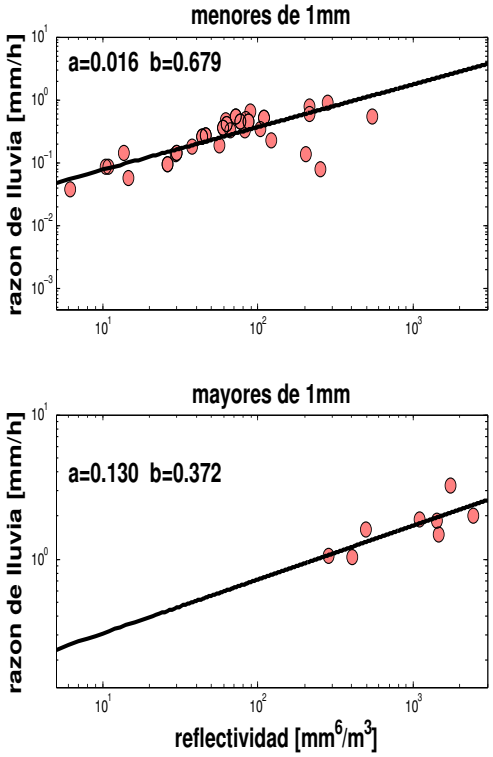


Figura 6.7: Distribución lineal del factor de reflectividad y la razón de lluvia, a) Para lluvias menores a 1mm/h y b) mayores a 1mm/h.

puede variar desde segundos a más.

6.3.1. Estimación de R y Z a través del disdrómetro óptico

En la figura 6.8 se muestra la variación del factor de reflectividad y la razón de lluvia ocurrido el 9 de noviembre de 2015. El factor de reflectividad tiene valores muy altos con respecto a los valores de la razón de lluvia, donde Z varía desde 0 hasta 30dBZ mientras que la razón de lluvia varia desde 0 hasta 4mm/hr. los valores de R y Z son distintos, porque poseen sus propias definiciones físicas.

6.3.2. Parámetros a y b para los tipos de precipitación

En la figura 6.9, se muestra la disdribución lineal entre R y Z, asimismo se muestra los valores de los parámetros a y b para eventos de lluvia. La figura6.9a corresponde al evento de lluvia ocurrido el 12 de noviembre de 2015 cuando hubo presencia de precipitación líquida (lluvia), también para el mismo evento se deter-

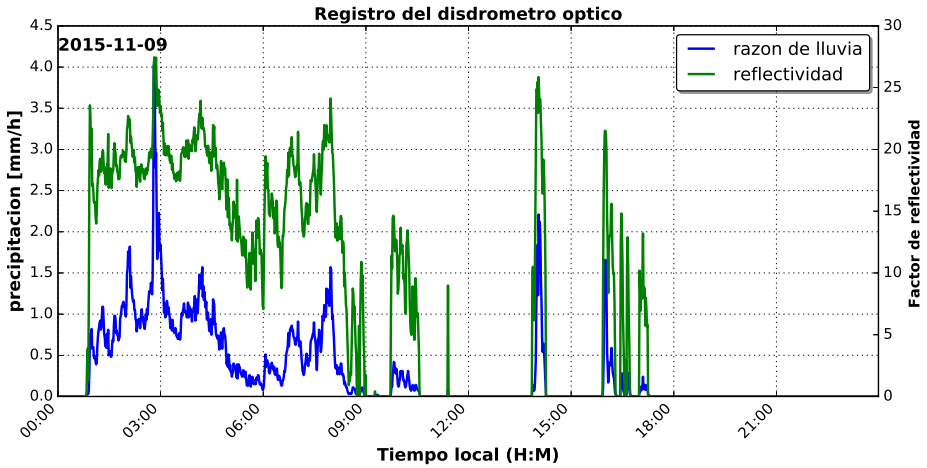


Figura 6.8: Serie de tiempo para 24 horas del evento de 9 de noviembre de 2015, proporcionado por el disdrómetro óptico, donde el verde es el factor de reflectividad y azul la razón de lluvia.

minó los valores de los parámetros $a = 0{,}028$ y $b = 0{,}691$. En figura 6.9b se muestra el evento ocurrrido el 18 de diciembre de 2015 que corresponde cuando hubo presencia de lluvia, asimismo se obtuvieron los parámetros $a = 0{,}027$ y $b = 0{,}698$. La figura 6.9c corresponde al evento ocurrido el 29 de noviembre de 2015 cuando hubo presencia de lluvia cuyos parámetros son: $a = 0{,}036$ y $b = 0{,}616$, finalmente en la figura 6.9d muestra el evento ocurrido el 28 diciembre de 2015, también en presencia de lluvia y sus parámetros $a = 0{,}031$ y $b = 0{,}648$, Para eventos analizados se tomó encuenta las observaciones in situ .

Por lo tanto, el resultado muestra que los parámetros varían ligeramente a pesar de que se trata de los mismos hidrometeoros. Por ejemplo en las figuras 6.9a y 6.9b el parámetro **a** tiene bastante cercanía con un aumento de 0.4 %, y el **b** es muy cercano con una disminución de 1 %. Por otra parte, en las figuras 6.9c y 6.9d el parámetro **a** tiene un aumento de 16 % mientras que b posee una disminución de 4.5 % . Sin embargo, estas ligeras variaciones se debe por la presencia de llovizna. Además, según los apuntes del observador *in situ* se verificó que en presencia de lluvia hubo llovizna, por ejemplo en los eventos 29-11-2015 y 28-12-2015 hubo presencia de llovizna por lo tanto, su presencia sería el principal factor que genera diferencias significativas en los valores de los parámetros.

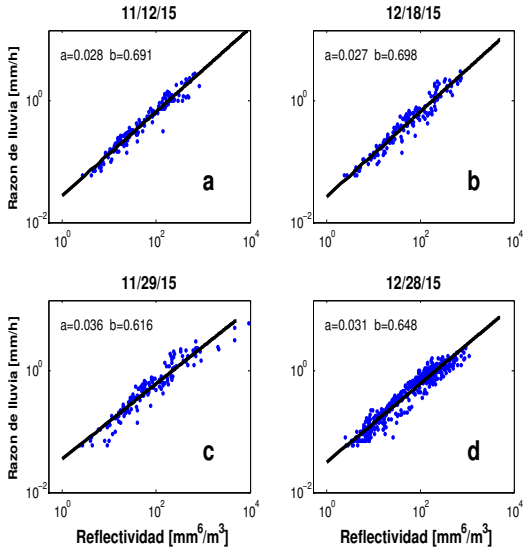


Figura 6.9: Parámetros a y b de la relación de R-Z que pertenece a la medición del disdrómetro para diferentes eventos meteorológicos

En la tabla 6.1 se muestra los valores de los parámetros calculados teniendo como referencia el código SYNOP, recomendado por la Organización Meteorológica Mundial (OMM). Así también se muestra los valores de los parámetros calculados a partir de las observaciónes *in situ*, para los siguientes tipos de hidrometeoros: llovizna, lluvia con llovizna, lluvia y granizo. El valor **a** encontrado para la lluvia y llovizna tienen el mismo orden y son similares; en cambio, el valor de **b** para los mismos hidrometeoros son diferentes, en donde la lluvia tiene menor valor que la llovizna. Respecto al granizo, se analizó el evento ocurrido el 18 de noviembre de 2015, precisamente, cuando me encontraba en la zona de estudio. éste evento fue de gran magnitud y de larga duración que terminó por destruido los cultivos. Asimismo, se verificó la medición del disdrómetro óptico donde indica que la granizada aproximadamente ocurrió desde las 17:44 hasta 17:59 hora local. Por lo tanto, se determinó el valor de $a = 0{,}001$ y $b = 0{,}851$, mientras que el disdrómetro llegó a registrar la intensidad de lluvia desde 5.36 hasta 181.1 mm/h, los cuales, representan valores muy altos.

Tabla 6.1: Caracterización de los tipos de precipitación usando el codigo SYNOP y a partir de observaciones *in situ* para el periodo de lluvia desde noviembre de 2015 hasta marzo de 2016

A partir del código SYNOP		
Llovizna (Drizzle)		
	a	**b**
Ligero	0.028	0.923
LLovizna con lluvia (Drizzle with rain)		
	a	**b**
Ligero	0.019	0.886
Moderado	0.051	0.672
LLuvia (rain)		
	a	**b**
Ligero	0.022	0.678
Moderado	0.123	0.406
Fuerte	0.619	0.2839
Granizo (hail)		
	a	**b**
Ligero	0.003	0.730
A partir de observación in situ		
Llovizna		
	a	**b**
25 de diciembre de 2015	0.026	0.0.757
6 de noviembre de 2015	0.029	0.727
Lluvia con llovizna		
	a	**b**
29 de noviembre de 2015	0.036	0.616
28 de diciembre de 2015	0.031	0.646
Lluvia		
	a	**b**
12 de noviembre de 2105	0.028	0.691
18 de diciembre de 2105	0.027	0.698
Granizo		
	a	**b**
18 de noviembre de 2105	0.001	0.851

6.3.3. Disdrómetro óptico y el papel del filtro

Se comparó los parámetros a y b calculados a partir de la estimación de hidrometeoros por el disdrómetro y la técnica del papel del filtro, dichos valores se observan en la tabla 6.2. en primer lugar se encontró los valores de los parámetros cuando la intensidad es menor a 1mm/h, para esta condición, el parámetro **a** tiene un aumento en 75 %. mientras que **b** tuvo un aumento de 1.6 %, éste último es el más cercano al parámetro **b** del disdrómetro.

Tabla 6.2: Comparación de los parámetros obtenidos a partir de las mediciones del disdrómetro óptico y la técnica de papel del filtro

La técnica del papel de filtro		
	a	**b**
Intensidad menor que 1mm/hr	0.016	0.679
Intensidad mayor que 1mm/hr	0.130	0.372
Precipitación (Estratiforme)	0.017	0.671
El disdrómetro óptico		
	a	**b**
Intensidad menor que 1mm/hr	0.028	0.690
Intensidad mayor que 1mm/hr	0.153	0.423
Para lluvia	0.027	0.698
Estratiforme	0.031	0.692

En cambio, cuando se considera la intensidad de precipitación mayor a 1mm/hr, el parámetro **a** presenta un aumento de 17.6 % mientras que **b** tiene un aumento de 13.7 %. Estas porcentajes estan dentro del rango aceptable, de tal manera se consideran muy cercanos las mediciones de los instrumentos. Las mediciónes hechas por la técnica de papel del filtro se realizó cuando hubo precipitación líquida con presencia de lluvia y llovizna. Por lo tanto, los valores de **a** y **b** encontrados a partir de la técnica de papel del filtro corresponden para precipitación de tipo estratiforme. Por otro lado, los parámetros del papel del filtro se encuentran dentro del rango de valores permitido, ya que son muy cercanos a los valores encontrados por el disdrómetro óptico.

6.3.4. Comparación entre el disdrómetro y el pluviómetro

En la figura 6.10, se muestra la comparación entre el registro de la precipitación por el disdrómetro óptico y por el pluviómetro correspondiente para el evento ocurrido el 12 de noviembre de 2015. La figura 6.10a se muestra la variación de precipitación acumulada cada 60 minutos duarante las 24 horas, así también se observa que para los valores altos de precipitación la linea verde esta por enzima del azul. Por otro lado, en la figura 6.10b también se muestra la precipitación acumulada cada 60 minutos durante las 24 horas, pero en este caso expresada en barras lo que permite una mejor visualización y análisis.

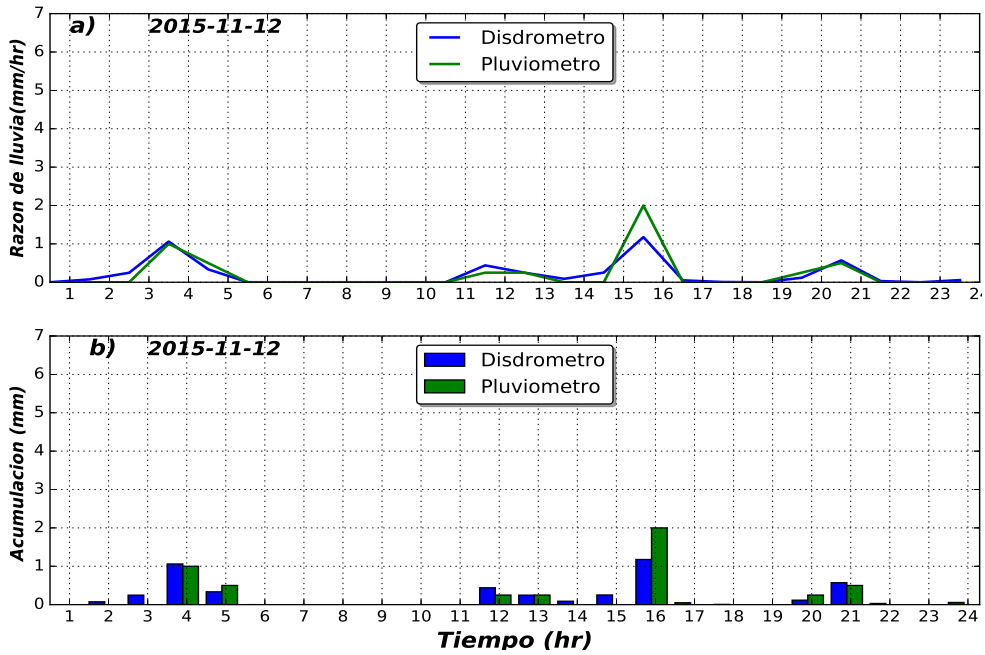


Figura 6.10: Variación de precipitación acumulada cada 60 minutos del evento 2015-11-12. **a)** Representación en forma línea continua y **b)** Representación en forma barras

Se observa que existe una variación significativa en el rango desde 5:00 hasta 12:00 horas (eje X) en donde los datos registrados por ambos instrumentos son prácticamente iguales, en cambio, para otros casos la medición del disdrómetro óptico supera ligeramente a la medición del pluviómetro, esto se debe a que el disdrómetro óptico puede detectar las gotas de rocío; en cambio, el pluviómetro no es sensible a ese nivel de gotas. Por otro lado, para eventos de granizo el pluviómetro registró mayor

cantidad de precipitación con respecto al disdrómetro. Por consiguiente cabe afirmar que el disdrómetro óptico es sensible para las mediciones de precipitación con diámetros muy pequeñas, en cambio para lluvias intensas incluido para granizada subestima con respecto al pluviómetro.

6.3.5. Ciclo diurno de precipitación

En la figura 6.11 se muestra el ciclo diurno de la precipitación registrado por el disdrómetro óptico y pluviómetro durante los meses de noviembre de 2015 a febrero de 2016 donde la serie de tiempo varía cada 60 minutos. Por consiguiente, en la figura 6.11a y 6.11b se observa que en la variación de la precipitación acumulada desde 0:00 hasta las 8:00 horas hay regularmente presencia de lluvia; mientras que entre las 8:00 y 12:00 horas hay presencia de lluvia no significativa, en cambio desde 15:00 hasta 22:00 horas hay una gran cantidad de acumulación de precipitación. Por tanto, se afirma que en las horas de la noche hay más presencia de lluvia que en horas de la mañana, y ésta variación es típico de los Andes Centrales del Perú.

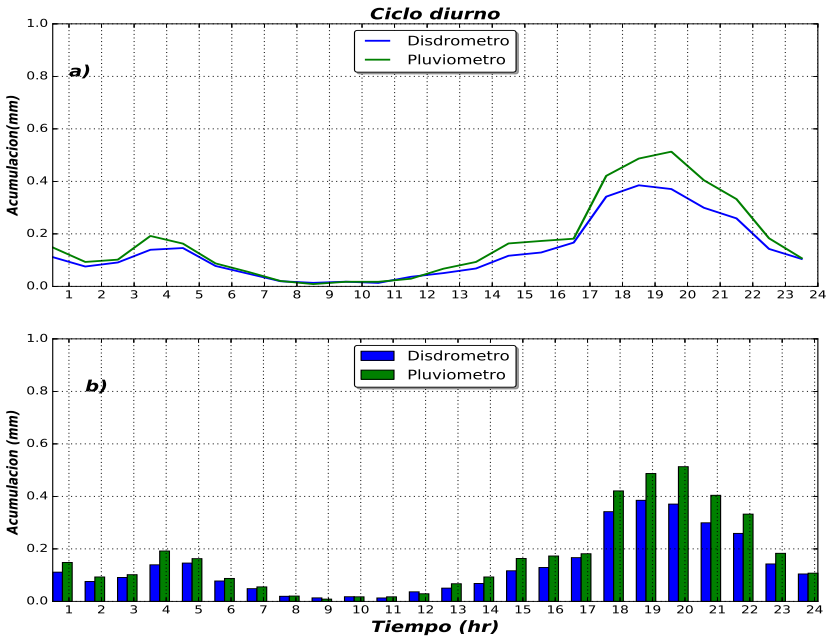


Figura 6.11: Ciclo diurno de la precipitación acumulada cada 60 minutos a partir del pluviómetro y el disdrómetro. **a)** Representación en forma línea y **b)** Representación en forma de barras.

En los eventos analizados se encontró que el disdrómetro óptico llegó a registrar hasta un valor máximo de 181mm/h, este valor corresponde cuando hubo presencia de granizada, en cambio la medición mínima fue 0.01mm/h para caso de precipitación muy ligera conocido como gotas de rocío. Sin embargo, el pluviómetro no logra registrar adecuadamente las dimensiónes de gotas de rocío. Esto porque el disdrómetro tiene un sensor óptico que utiliza luz láser para la medición de partículas de precipitación en donde hay una interacción con la energía en forma de ondas de electromagneticas, por consiguiente se asocia que esta interacción seria la causa de la sensibilidad. Por otro lado, cabe mencionar que el resultado mostrado permite caracterizar la variabilidad de la precipitación en la zona de estudio. Además se sabe que el ciclo diurno caracteriza el tipo de clíma de una región determinada.

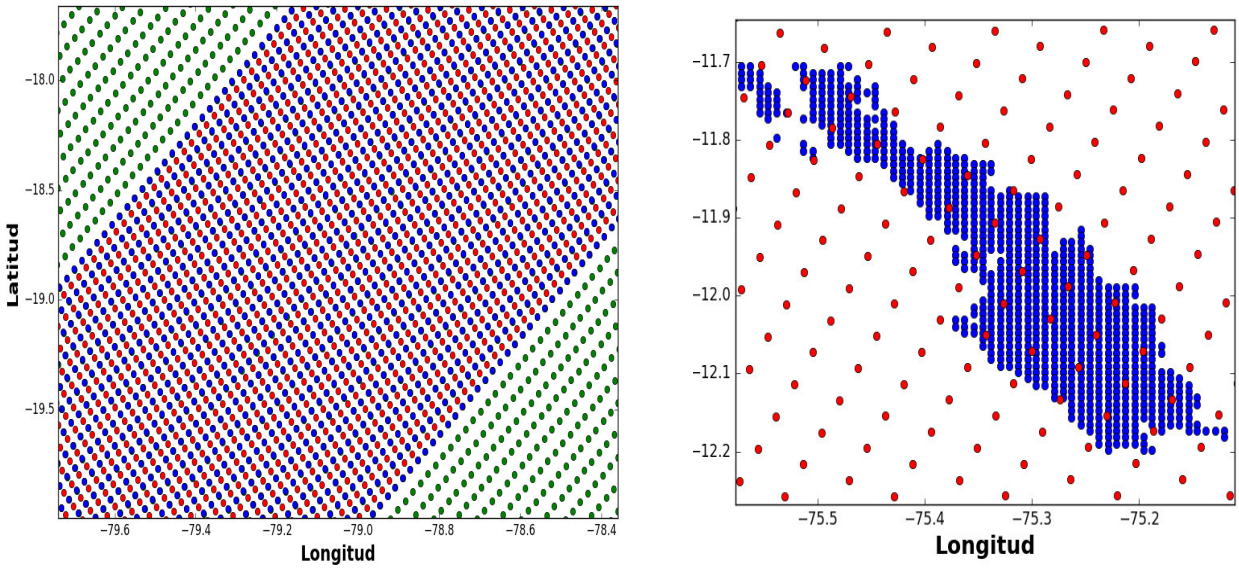
6.4. Radares del satélite núcleo GPM

Los radares del satélite GPM escanean con un pixel de 5km, de cada pixel se obtienen las variables físicas, para el interés de la presente investigación se utilizará el factor de reflectividad , razón de lluvia y los tipos de precipitación.

6.4.1. Distribución espacial de Razón de lluvia

Para mostrar los resultados de la variación espacial de razón de lluvia, primero se enfatiza a más detalle sobre los tipos de escaneo que realizán los dos radares del satélite núcleo GPM, para ello se realiza un plot entre las cordenas latitud y longitud de 11 de diciembre de 2015, precisamente esta fecha el satélite pasó sobre la zona de estudio.

Los dos radares PRKu y PRka tienen resoluciones espaciales similares. Sin embargo, el área de escaneo de los sensores sobre la superfice de la Tierra difieren, es por ello que se cuenta con tres datos del producto de nivel 2A que son completamente diferentes entre sí. En la figura 6.12a se muestra tres tipos de escaneo (swath) que realiza el satélite GPM sobre la zona de estudio, los circulos pequeños de verde corresponden al escaneo de banda Ku el cual tiene un ancho de 245km aproximadamente, el diámetro de cada círculo mide 5km de modo que si se hace la división (245/5) se tiene 49 lo que representa los números de rayos. Por otra parte, los circulitos azules están sobrepuestos a los verdes, esto significa que el sensor tanto PRKu y PRKa reciben señales de la misma área circular, donde el ancho de escaneo



a b

Figura 6.12: a) Modos de escaneo, el verde corresponde a la banda Ku (NS), el azul sobrepuesto al verde pertenece a la banda Ka (MS) y el rojo a la banda Ka (HS), por consiguiente la banda Ka escanea de dos modos. b) El valle del río Mantaro grillado (azul) está cubierto por la grilla de la banda Ku (rojo)

es 125km, y expresado en número de rayos 25. A esta combinación se conoce como DPR; en cambio, el tercer y último tipo de scaneo corresponde para el sensor PRKa el cual se muestra de rojo, con ancho de escaneo de 120km. Cabe precisar que el radar PRKa tiene dos modos de escaneo con la misma resolución espacial, pero con diferentes rayos y ancho de escaneo; mientras que el swath del PRku es único en su escaneo.

En la figura 6.12a se muestra la intersección entre el valle del río Mantaro y el escaneo de radar banda Ku , la grilla de los puntos rojos corresponde al satélite que pasó el 06 de enero de 2015 a las 14:06 horas, estas grillas están a una resolución espacial de 5km y con una orientación diagonal; es decir, los datos obedecen al escaneo original del satélite sin ningún procesamiento, además se obtuvo como máximo 29 grillas que encaja sobre el valle del río Mantaro. En cambio los puntos azul le corresponde al grillado del valle del rio Mantaro con una resolución de un 1km.

Como resultado del procesamiento de los productos de nivel 2A se obtuvo la

distribución espacial de la razón de lluvia para todo el Perú para los tres tipos de escaneo. Sin embargo, en este investigación estamos interesados en representar la razón de lluvia del valle del río Mantaro. Por ello la figura 6.13 muestra la distribución espacial de razón de lluvia medidos por los dos sensores (Ka y ku). Por un lado, la figura 6.13a corresponde la razón de lluvia en unidades mm/dia visto por el radar de banda Ku, mientras, que la figura 6.13b representa la distribución espacial de razón de lluvia en unidades mm/dia medida por el radar de banda Ka(escaneo de tipo HS). Por ultimo la figura 6.13c muestra la distribución espacial de razón de lluvia en unidades mm/día que corresponde al DPR (combinación de escaneo de los dos radares de banda Ka y Ku).

La representación espacial de razón de lluvia varía para los tres casos tal como se observa la figura 6.13, por tanto, el DPR sobreestima la razón de lluvia con respecto a los otros dos radares, en cambio la banda Ku sobreestima la razón de lluvia con respecto a la banda Ka. Estas variaciones se deben por distintos factores. En el caso del DPR se trata de la unión de dos sensores, es decir, de la misma área regresa la sẽnal de la banda Ka y Ku, en cambio, en el caso de la banda Ku detecta lluvias pesadas y granizo y no detecta las partículas de nube. Mientras que en el último caso, el radar de banda Ka, detecta las partículas de nube. Por otro lado, si se enfoca solo en el valle del río Mantaro, el radar de banda Ku registró la razón de lluvia entre 0.5 mm/dia y 8 mm/dia; en cambio para el radar de banda Ka se registró entre 0.1 mm/dia y 0.5 mm/día, y por último, para el DPR se registró como mínimo de 0.5 mm/día y máximo alrededor de 8 mm/día. El resultado muestra que en el valle del río Mantaro el DPR no es muy significativo la sobreestimación de razón de lluvia con respecto al sensor Ku, sin embargo, el DPR de acuerdo a la figura 6.13 muestra mejor resultado esto es posible debido a que en cada pixel se considera lluvias ligeras, llovizna y lluvia moderada y lluvia intensa.

6.4.2. a y b para tipos de precipitación a partir de PRKa

En la figura 6.14 se muestra la razón de lluvia (eje Y) en unidades mm/h y el factor de reflectiviad (eje X) en unidades mm^6/m^3, se observa que existe una relación linel entre Z-R, a partir del cual se encontró los parámetros **a=0.015** y **b=0.675** que corresponde sólo para precipitación de tipo estratiforme.

Así como se calculó los parámetros **a** y **b** para la precipitación estratiforme, también se intentó encontrar los parámetros para precipitación convectiva, lamentable-

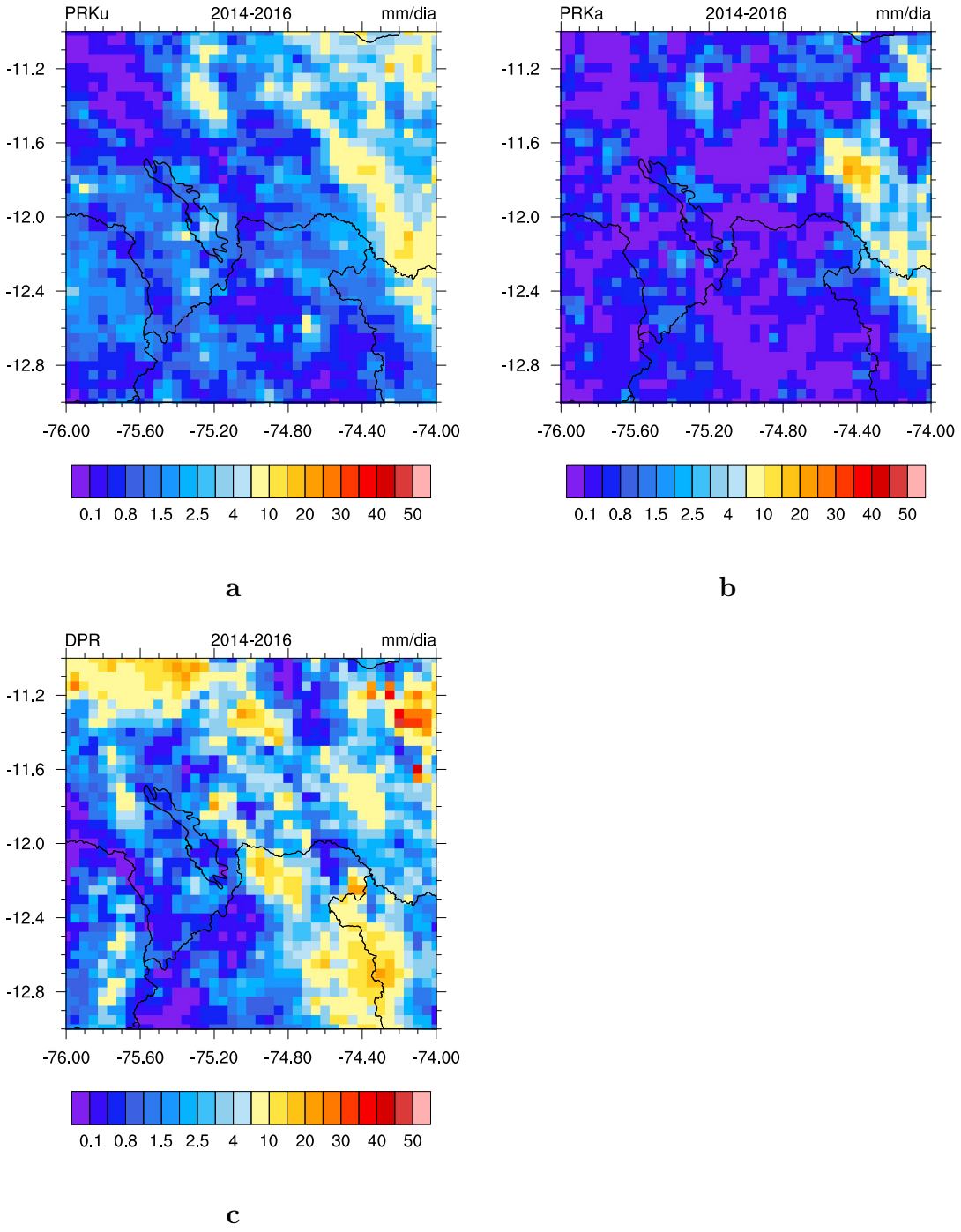


Figura 6.13: Distribución espacial de razón de lluvia (R) a) Estimación de R de banda Ku b) Estimación de R de banda Ka c) Estimación de R de DPR. Para ellos, se consideró datos del periodo de los meses de lluvia desde noviembre de 2014 hasta marzo de 2016

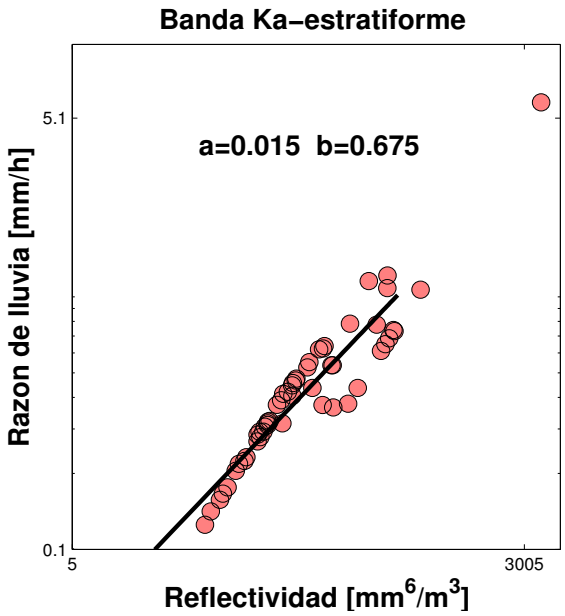


Figura 6.14: Parámetros de a y b a partir de la medición de PRKa, los valores pertenecen para precipitación estratiforme.

mente no se encontró, debido a que el radar de banda Ka no detecta ningún dato de tipo convectiva para el periodo de estudio, sin embargo, no quiere decir que no hubo eventos de orígen de sistemas convectivos en la zona de estudio, esto se debe que el radar de banda Ka opera con alta sensibilidad.

6.4.3. a y b para tipos de precioitación a partir de PRKu

Para encontrar los parámetros a y b de la medición del PRKu, se utilizó tres variables el factor de la reflectividad, la razón de lluvia y el tipo de precipitación (estratiforme y convectiva). En la figura 6.15, se muestra la relación R-Z estimada por el radar de la banda Ku que corresponde para la precipitación de tipo convectivo, obteniendose los valores de los parámetros $a = 0{,}033$ y $b = 0{,}595$. Este resultado se compara con los valores encotrados por (Chávez, 2013) $a = 0{,}024$ y $b = 0{,}624$ y Marshall et al. (1955) $a = 0{,}036$ y $b = 0{,}625$.

Por otro lado, se calcula los valores de los parámetros para precipitación de tipo estratiforme. Para ello se tiene la figura 6.16 donde se muestra la distribución lineal entre el factor de reflectividad y la razón de lluvia, comparando la cantidad de datos se observa que hay más cantidad de datos para el caso de precipitación estratiforme con respecto a la precipitación convectiva, ello indica que en el valle

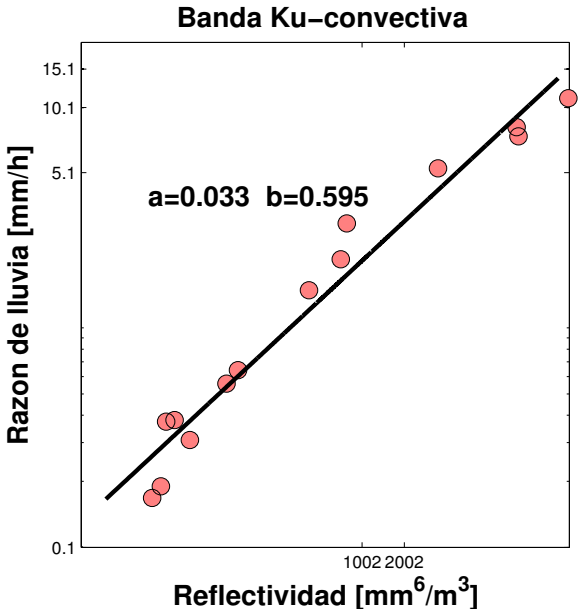


Figura 6.15: Distribución de R-Z y parámetros a y b para precipitación de tipo convectiva que corresponde a la PRKu

del río Mantaro predomina la precipiatción de tipo estratiforme. Así mismo se ha determinado valores de los parámetros a = 0,020 y 0,669 para tipo estratiforme. éste resultado es acercano a los valores encontrados por Iguchi (2000) a = 0,021 y b = 0,682 para tipo de estratiforme.

La distribución de los valores de R y Z porporcionado por PRKu y PRKa cumplen con la ley exponencial de Marshall-palmer, asimismo son bien representados usando el método de la regresión lineal del algoritmo $R = aZ^b$. Todos los cálculos se realizaron para las grillas del satélite que caen sobre el área del valle del río Mantaro y para el periodo de noviembre de 2014 hasta marzo de 2016 considerando solo para los meses de lluvia.

6.5. Radar mira35c banda ka

En esta sección se analizan las variables: el factor de reflectividad, factor de reflectividad equivalente, la razón de lluvia y la velocidad vertical de los hidrometeoros, a partir de los datos proporcionado por el radar mira35c que opera en la banda Ka. En la primera parte se introduce la variación espacial de partículas de hidrometeoros. En seguida se comparan las mediciones de razón de lluvia y el factor

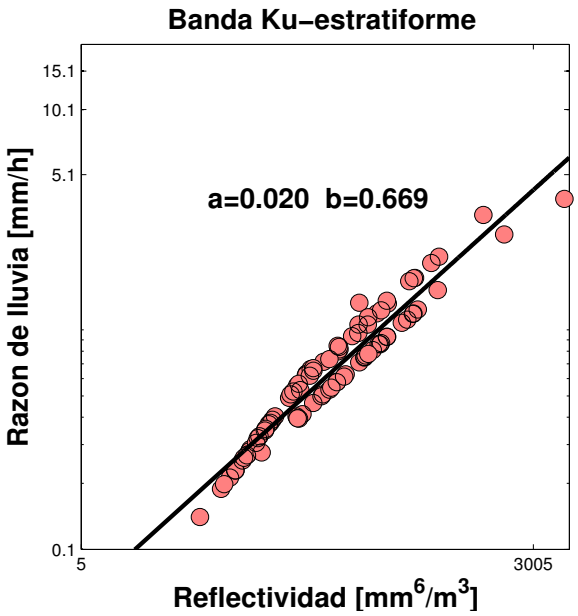


Figura 6.16: Parámetros a y b para la precipitacíon convectiva que corresponde a la PRKu

de reflectividad entre el disdrómetro óptico y mira35c y finalmente se analiza la velocidad vertical y el proceso dinámica de las nubes.

6.5.1. Representación espacial de Z

En la figura 6.17 se muestra la distribución espacial del factor de reflectividad (Z) en función de altura y el tiempo en hora local que corresponde para el evento ocurrido el 12 de diciembre de 2015. Se observa que la nube cubre hasta una altura de 10km y la paleta de colores indican valores de Z en unidades de dBZ, asimismo se observa una franja bien definida conocida como la banda brillante éste se discute en la sección posterior. Los valores de Z varía desde -60 hasta 60dBZ por lo que dentro de este rango se pueden distinguir tipos de precipitación ya que los valores de Z presentan patrones definidos. Tal es así cuando se observa los primeros niveles de medición entre 17.00 y 18.00 horas presenta un color muy intenso con valores que varía desde 30 hasta 55dBZ aproximadamente y por enzima de esta región toma valores entre 0 y 20dBZ, en cambio siendo las 18:30 horas se encuentran valores menores a -20dBZ.

La mira35c esta diseñado para observar las partículas de nube éste tambien

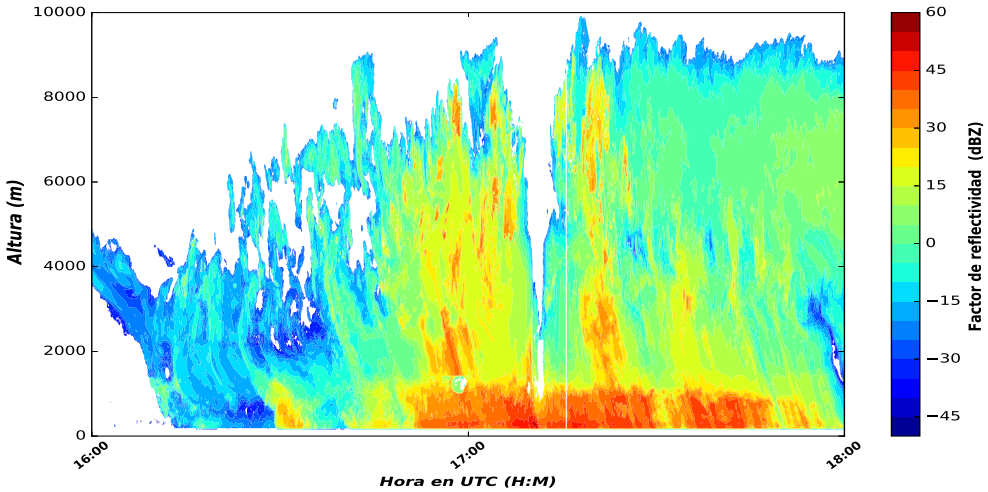


Figura 6.17: Disitribución espacial de las partículas de precipitación, para el evento ocurrido el 12 de diciembre de 2015

conocido en inglés como *Clouds droplets*, el radar opera con longitud de onda 8.6 milímetro mientras que los tamaños de *clouds droplets* son considerados menores a 0,025mm para más detalle ver (Pruppacher and Klett, 2012), para caso especifico, es posible que la interacción entre el *clouds droplets* y las ondas electromagnéticas se encuentran en régimen de Rayleigh, ya que la relación entre el diámetro de hidrometeoro y la longitud de la onda es 0.003mm, en cambio para hidrometeoros con díametros de tamaños proximos de 8.6mm (por ejemplo, lluvia con 5mm de diametro) se trata del régimen scattering de Mie.

El resultado muestra que el radar observa todos los tipos de hidrometeoros, inclusive insectos no identificados en niveles bajos. En la figura 6.17 se observa siendo las 16:30 horas los valores Z varía desde -35dBZ hasta -10dBZ, estos valores caen dentro del rango de observación de droplets (partículas de nube), mientras que en el intérvalo desde -10 hasta 0dBZ pertenecen a mediciones de rango de nieve, siguiendo los valores positivos de Z en rango 0 hasta 10dBZ pertenece a llovizna, para valores de 10 hasta 20dBZ pertenece a lluvia muy ligera, en cambio para máximos de Z que se encuentran alrededor de 55 y 60dBZ pertenecen a lluvia muy fuerte inclusive para granizo, donde este último resultado se verificó con la observación in situ, en el cual efectivamente se confirma presencia de tormenta y tambien granizo.

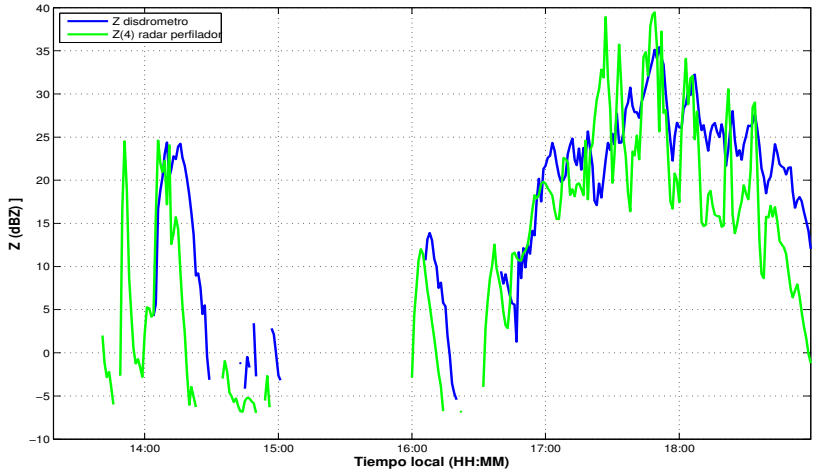
6.5.2. Comparación entre mira35c y disdrómetro

Se realiza la comparación entre el disdrómetro óptico y mira35c de las mediciones del factor de reflectividad y razón de lluvia. Para lo cual en la figura 6.18 se muestra dos imágenes para un evento con presencia de precipitación y no precipitación. La figura 6.18a muestra la variación de reflectividad en función del tiempo local para ambos instrumentos. El verde pertenece para el registro de mira35c con un volumen de resolución de 31x20x20 m^3 aproximadamente, este volumen se ubica en el cuarto nivel, es decir, a una altura de 280m de la posición del radar, y el azul pertenece para el registro del disdrómetro óptico a nivel de la superficie del suelo. En la figura 6.18b se muestra la razón de lluvia en función del tiempo local, donde el verde corresponde para la medición de mira35c este tambien pertenece para la misma resolución de volumen y nivel señalado arriba, y el azul pertenece a la medición del disdrómetro óptico.

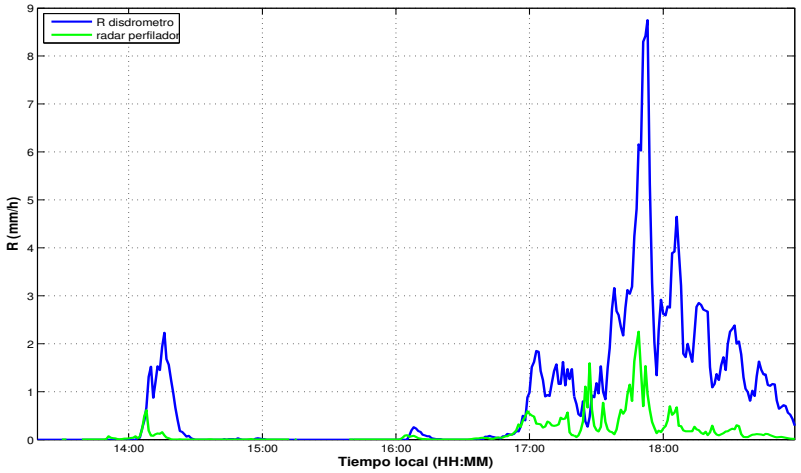
La comparación de las mediciones por ambos instrumentos no se obtuvieron resultados muy precisos, es posible que las mediciones no coinciden por los factores siguientes: La mira35c es muy sensible por lo que se atenúa facilmente con los objetivos, por ejemplo en la figura 6.18a minutos antes de las 14:00 horas el radar muestra un registro de Z, mientras que el disdrómetro no muestra ningún valor de Z, es debido a que el nivel de observación de mira35c esta a una altura de 280m, por tanto mientras recorre la altura de 280m sea afectado por el viento y fuerza gravedad. Este resultado muestra que la medición entre los instrumentos presenta desface temporal, en un caso especial si la gota cae con velocidad de 10m/s el tiempo de desface va ser 28 segundos. Por otro lado, en la figura 6.18b se muestra que el disdrómetro óptico estima más cantidad de lluvia con respecto a mira35c. Principalmente se debe que el volumen de resolución del disdrómetro es distinto que de mira35c, tambien dependen de las condiciones atmósfericas, es decir, la dinámica de la atmósfera hace que ocurra el proceso de colisión-coalescencia, por ende se modifica la distribución temporal y espacial del DSD.

6.5.3. Banda brillante

En la figura 6.19 se muestra la distribución espacial del factor reflectividad en función del tiempo que pertenece para al evento ocurrido el 28 de diciembre de 2015, en la parte central de la figura se observa una franja muy definida y se distingue a simple vista dos regiones. Entre las 17:00 y 18:00 horas se distingue dos tipos



a



b

Figura 6.18: Comparando el factor de reflectividad y la razón de lluvia observada por mira35c y disdrómetro óptico para el evento ocurrido el 22 de dicimbre de 2015, a) Comparación de Factor de reflectividad y b) Comparación de la razón de lluvia.

de colores, el de abajo tiene color más intenso (rojo) y el de arriba menos intenso (amarillo), por tanto, la línea que separa entre los dos regiones se denomina la banda brillante (BB), y en esta región ocurren procesos muy complejos tal es así que los valores de la reflectividad cambia bruscamente. El color intenso toma alrededor de 40dBZ , por enzima de banda brillante se tiene alrededor de 20dBZ y más arriba de esta toma valores negativos siendo -15dBZ.

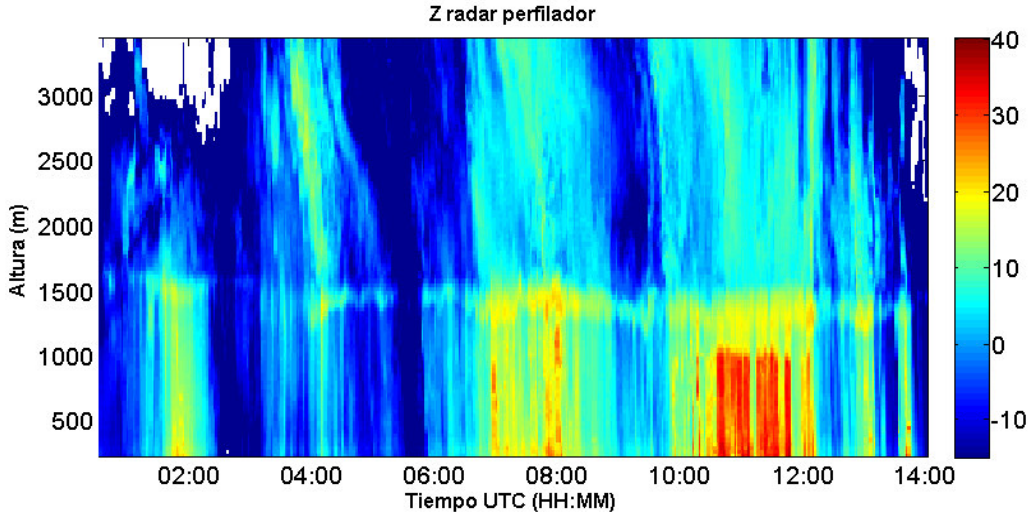


Figura 6.19: Presencia de la banda brillante para precipitación de tipo estratiforme ocurrido e1 28 de diciembre de 2015

La banda brillante tambien conocido la capa de fusión puesto que es un indicador donde la temperatura se encuentra a 0°, en esta región se detecta la BB cuando hay presencia de precipitación de tipo estratiforme, en cambio en precipitación de tipo convectiva no se observa la banda brillante. En la figura 6.19 se observa la region de BB donde ocurren el cambio de fase desde sólido a líquido estos procesos hacen variar de manera exponencial a los valores de Z. Por otro lado, desde punto de vista física se puede explicar los cambios de Z, para ello se apoya de la ecuacion (2.51) donde aparece la constante dieléctrico ($|K|^2$), este toma valores distintos según a los tipo de hidrometeoros, tal como se muestra en la tabla 6.13 (Fabry, 2015).

En la sección anterior se señaló que la región de la banda brillante presenta valores altos de Z. Por lo tanto, para analizar a detalle, se dio conveniente mostrar los valores de factor de reflectividad equivalente (Ze) en una variación vertical, para ello se tiene la figura 6.20, donde el eje Y indica valores de la altura (m) y eje X valores de Ze en unidades dBZe, en ella se observa el promedio de Ze (verde) entre 14:00 y 15:00 horas y azúl entre 16:00 y 17:00 horas, a partir del perfil vertical de Ze se puede afirmar que la banda brillante tiene un máximo valor de 18dBZe éste viene ser el pico de la banda brillante que se encuentra a una altura de 1500m sobre la posición de la ubicación del radar Mira35C, es decir, a una altura de 4900 msnm.

Tabla 6.3: Constante diélectrico que usa el radar para diferentes objetivos (Fabry, 2015)

Tipo de objetivo	**Constante dielectrico** $\|K\|^2$
Agua líquida (nube, llovisna, lluvia)	0.96
Cristales de hielo($\rho_i = 920kg/m^3$)	0.176
combinado aire-hielo (nieve) con densidad $\rho_s < 200kg/m^3$	$\approx 0.205\ (\rho_s/\rho_i)^2$

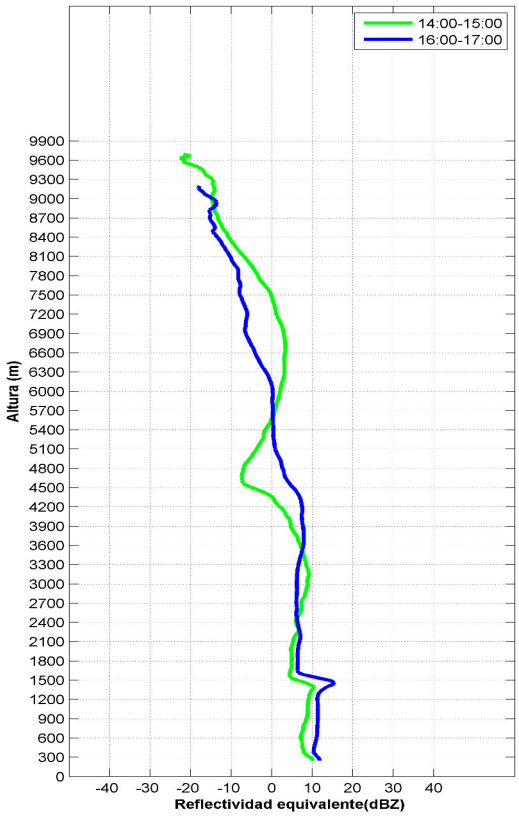


Figura 6.20: Perfil vertical del factor de reflectividad equivalente (Ze), los valores más alto del Ze representa la banda brillante (BB), este evento pertenece para 22 de diciembre de 2015.

Siempre cuando haya presencia de BB el radar encuentra valor máximo de Ze, por ello se denomina el pico de banda brillante, tener en cuenta que la banda bril-

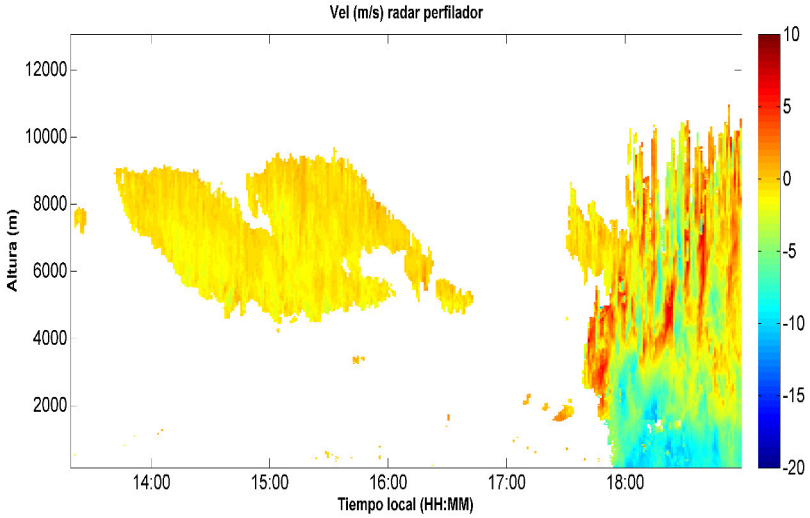
lante tiene cierto grosor no neceariamente es una linea delgada sino presenta un espesor, en tal sentido, para el caso de analisis la BB varía de una altura de 1200 hasta 1700m obteniendose un espesor aproximadamente de 500m, este espesor varía dependendiendo de los tipos de eventos de lluvia. Cabe precisar para eventos de lluvia de 22 y 28 de diciembre de 2015 la BB se encuentra en la misma altura, esto significa que la altura de isoterma de cero grados no cambió.

6.5.4. Reflectividad y la velocidad vertical

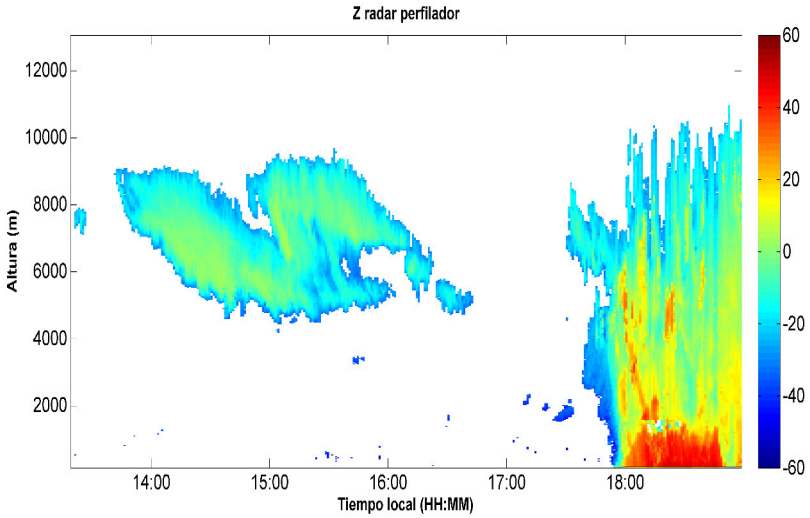
Se realiza la comparación entre el factor de reflectividad y la velocidad vertical de hidrometeoros, en la figura 6.21 se muestra para un caso, donde hay presencia de sistema convectiva, en la figura 6.21a se observa la velocidad vertical (m/s) con valores positivos y negativos de los hidrometeoros, según indica la paleta de colores que varía de -20 hasta 10 m/s. Especificamente siendo las 18:00 hasta 19.00 horas locales, la velocidad vertical varía considerablemente, donde en los niveles bajos tiene valores negativos alrededor de -8m/s a partir del cual a medida que aumenta la altura también aumenta la velocidad vertical llegando hasta valores positivos de 8m/s. En la parte izquierda entre 14:00 y 16:00 horas, las partículas tienen velocidades alrededor de 0m/s, y ligeramente tiende ser positivo.

En la figura 6.21b se muestra la distribución espacial del factor de reflectividad en función del tiempo, éste evento muestró valores de Z que varían entre -50 hasta 50dBZ, siendo entre 18:00 y 19:00 horas los valores de Z varía a medida que aumenta la altura los valores de Z disminuye, especificamente se oberva que en niveles bajos toma valores alrededor de 50dBZ, en cambio en los topes de nube toma valores alrededor de -30dBZ y en la parte izquierda entre las 14:00 y 16:00 horas toma valores negativos que llega hasta -20dBZ y en positivo tiene aproximadamente 3dBZ.

Por lo tanto, la dinámica de la precipitación influye en la variación temporal y espacial de los hidrometeoros, es decir, por la presencia de la velocidad vetical, cambia la concentración de los hidrometeoros. Asimismo el mecanismo de la microfísica cumple papel fundamental, puesto que un corto tiempo existen diferentes hidrometeoros. Según la figura 6.21 especificamente en el eje temporal (18.00 y 19.00 horas) en niveles bajos el factor de reflectividad (Z) tiene valores de 40dBZ mientras que el valor de razón de lluvia según la figura 6.18b se tiene 10mm/h aproximadamente esta característica pertenecen para lluvias de tormenta, además este resultado coincide con los valores señalado por (Fabry, 2015) donde Z(40dBZ) y la razón de



a



b

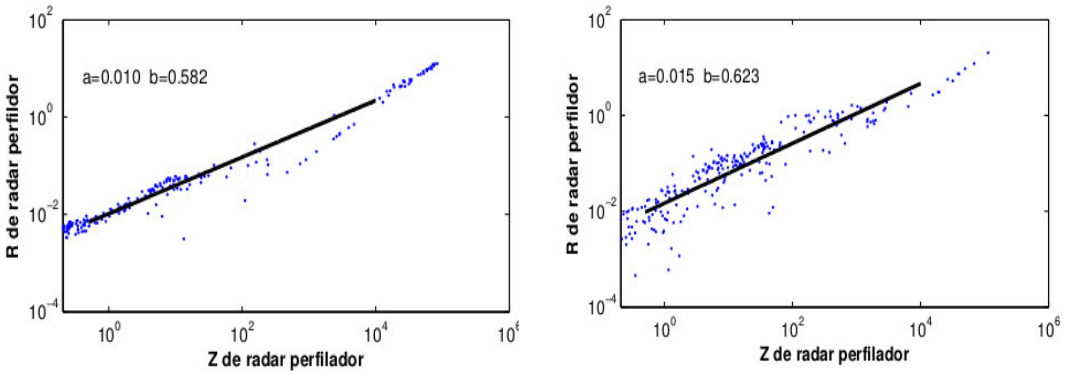
Figura 6.21: Distribución espacial de velocidad vertical y factor de reflectividad de los hidrometeoros para el evento de 29 de diciembre de 2015 a) Velocidad Doppler (m/s) b) Factor de reflectividad (dBZ)

lluvia (10mm/h). Los cuales son carecterístico para un evento de lluvia fría de tipo estratiforme. Por un lado en el eje de la altura entre 4 y 10km, las velocidades de hidrometeoros cambia bruscamente tomando valores negativos y positivos, ello, significa que en esta región existe la inestabilidad (turbulencia) de la atmósfera. Por lo tanto, las partículas son transportados por las corrientes ascendentes y descendentes estos dos últimos conocidos en ingles *updrafts* y *downdrafts*. Sin embargo,

cabe reconocer con las figuras mostradas no es suficiente explicar por completo el fenómeno.

6.5.5. Parámetros a-b de mira35C

En la figura 6.22 se muestra que efectivamente entre R-Z existe una distribución lineal, donde en la parte a) Se tiene relación entre R-Z y sus valores de los parámetros $a = 0{,}010$ y $b = 0{,}582$, estos valores representan para precipitación de tipo convectiva, mientras que en la parte b) Se tiene una relación R-Z y valores de los parámetros $a = 0{,}015$ y $b = 0{,}623$ donde estos valores sólo pertenecen para precipitación de tipo estratiforme.



a b

Figura 6.22: Parámetros **a** y **b** para régimen de lluvias observada por el radar mira35C, a) Para precipitación de tipo convectiva b) Para precipitación de tipo estratiforme

Principalmente las mediciones hecha por el radar mira35c se compara con el disdrómetro óptico para este último se obtuvo los valores de a y b: $a = 0{,}041$ y $b = 0{,}623$ para precipitación de tipo estratiforme, por lo tanto, el valor de **b** es ligeramente cercano con el **b** del radar Mira35c, en cambio para el parámetro **a** la diferencia es significativa. Por otro lado, para la precipitación de tipo convectiva el disdrómetro tiene $a = 0{,}024$ y $b = 0{,}627$, los cuales difieren significativamente con respecto de los parámetros de Mira35c. Las comparaciones de ambos intrumentos pertenece para los eventos ocurrido en diciembre de 2015.

6.6. Comparando a-b con otros autores

En la tabla 6.4 se muestra los valores de los parámetros de **a** y **b** calculado para la zona de estudio, asimismo se muestra valores de **a** y **b** calculado por distintos autores en otras regiones del mundo, por ejemplo Iguchi et al, (2000) encontró para la región comprendido entre latitudes de -35 sur y 35 norte, y londitud de -180W y 180E. En cambio Chávez (21013) calculó para la zona de estudio.

Tabla 6.4: Valores de los parámetros **a** y **b** para la zona de estudio y tambien se muestra los valores de **a** y **b** que fue encontrado por distintos autores en otras regiónes del mundo

La técnica de papel del filtro		
	a	**b**
Estratiforme	0.017	0.671
El disdrómetro óptico		
	a	**b**
Estratiforme	0.031	0.692
Convectiva	0.024	0.627
Radar mira35C		
	a	**b**
Estratiforme	0.015	0.623
Convectiva	0.010	0.582
Radar del satélite GPM		
	a	**b**
Estratiforme-PRKa	0.015	0.675
Estratiforme-PRKu	0.020	0.669
Convectiva-PRKu	0.033	0.595
Otros autores		
	a	**b**
Estratiforme PR [Iguchi et al., 2000]	0.021	0.682
convectiva PR [Iguchi et al., 2000]	0.037	0.652
Estratiforme[Chávez,2013]	0.011	0.738
Convectiva [Chávez,2013]	0.024	0.624
Estratiforme PR 2A25	0.018	0.745
Convectiva PR 2A25	0.045	0.653

Capítulo 7

Conclusiones

La comparación de los parámetros **a** y **b** obtenidos a partir de la técnica de papel del filtro, el disdrómetro óptico, los radares de banda ka y banda ku, y el radar mira 35c son muy cercanos y parecidos a los parámetros obtenidos por Iguchi et al. (2000) y Chávez (2013) para precipitación de tipo estratiforme. En la zona de estudio la precipitación estratiforme es frecuente, es uniforme en el espacio y presenta ligeras variaciones en el tiempo, por lo tanto es más favorable su correcta estimación por satélite ya que este obtiene un valor promedio de un área de 25 km2. Por otro lado, la precipitación convectiva es más variable en el espacio y en el tiempo y su estimación presenta más error, como ya fue notado por (Rasmussen et al., 2013).

Comparando los instrumentos se observó que la razón de lluvia estimada por el disdrómetro óptico, para eventos de tormenta, y lluvias intensas subestima con respecto a mediciones del pluviómetro, sin embargo, es bastante sensible cuando hay presencia de gotas de rocío incluso para gotas de llovizna. La razón de lluvia estimada por el disdrómetro óptico es mayor que la medición de radar mira35C, una posible razón es que la comparación se realiza en puntos distintos a una distancia de 280m y cada instrumento estima la DSD con volumen de resolución distinto. Además el radar mira35c es preparado para medición de objetivo de clouds droplets, por tanto presenta atenuación debido a la frecuencia en que opera.

Se obtuvieron mapas de la distribución espacial de razón de lluvia para tres tipos de observaciones entre PRKu, PRKa, y la unión de las mismas denominado como DPR, de los cuales el DPR estima la lluvia más cercano a lo observado. En cuanto a los tipos de precipitación, se afirma que el radar de la banda Ka no detectó la precipitación de tipo convectiva, mientras que la banda Ku si detectó los dos tipos de precipitación donde el 78 % representa para estratiforme y 22 % para convectiva.

Se analizarón casos de estudio con precipitación estratiforme, en principio la Banda brillante (BB) (Houze, 2014) es una característica de precipitacíon estratiforme más no de la convectiva. Para el 22 y 28 de diciembre de 2015, se determinó que la región de BB tiene 500m de espesor, donde el pico más alto de BB se encuentra a una altura de 1500m sobre el punto de observación, es decir, alrededor de 4900msnm.

Finalmente se analizó la intensidad de lluvia con respecto de la velocidad vertical de la atmósfera, obteniendose mediante gráficos de dispersión una distribución simétrico, principalmente debido a la turbulencia asociada a corrientes ascendentes y descendentes, esto también favoreceria la formación de nuevos hidrometeoros, mediante procesos complejos como colisión-coalescencia,*riming* y *graupel*.

Bibliografía

Arnaud, P., C. Bouvier, L. Cisneros, and R. Dominguez, 2002: Influence of rainfall spatial variability on flood prediction. *Journal of Hydrology*, **260**, 216–230.

Austin, P. M., 1987: Relation between measured radar reflectivity and surface rainfall. *Monthly Weather Review*, **115**, 1053–1070.

Aznar, Á. C., J. R. Robert, J. M. R. Casals, L. J. Roca, S. B. Boris, and M. F. Bataller, 2004: *Antenas*, volume 3. Univ. Politéc. de Catalunya.

Brath, A., A. Montanari, and E. Toth, 2004: Analysis of the effects of different scenarios of historical data availability on the calibration of a spatially-distributed hydrological model. *Journal of Hydrology*, **291**, 232–253.

Bringi, V. and V. Chandrasekar, 2004: *Polarimetric Doppler weather radar: principles and applications*. Cambridge University Press.

Chávez, J. S. P., 2013: Caracterización de tormentas en el valle del mantaro mediante sensoramiento remoto. *Tesis, Universidad Católica del Perú*, 1–114.

Claps, P. and F. Siccardi, 1999: Mediterranean storms. *BIOS, Cosenza-Italy*.

Doviak, R. J. and D. S. Zrnic, 2014: *Doppler Radar & Weather Observations*. Academic press,Inc.

Fabry, F., 2015: *Radar Meteorology: Principles and Practice*. Cambridge University Press.

Foote, G. B. and P. Du Toit, 1969: Terminal velocity of raindrops aloft. *Journal of Applied Meteorology*, **8**, 249–253.

Fukao, S., K. Hamazu, and R. J. Doviak, 2014: *Radar for meteorological and atmospheric observations*. Springer.

Gunn, K. L. S. and T. W. R. East, 1954: The microwave properties of precipitation particles. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **80**, 522–545.

Hou, A. Y., R. K. Kakar, S. Neeck, A. A. Azarbarzin, C. D. Kummerow, M. Kojima, R. Oki, K. Nakamura, and T. Iguchi, 2014: The global precipitation measurement mission. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **95**, 701–722.

Houze Jr, R. A., 2014: *Cloud dynamics*, volume 104. Academic press, second edition, 423 pp.

Iguchi, T., T. Kozu, R. Meneghini, J. Awaka, and K. Okamoto, 2000: Rain-profiling algorithm for the trmm precipitation radar. *Journal of Applied Meteorology*, **39**, 2038–2052.

Iguchi, T., S. Seto, R. Meneghini, N. Yoshida, J. Awaka, and T. Kubota, 2010: Gpm/dpr level-2 algorithm theoretical basis document.

JAXA, 2014: Gpm data utilization handbook. *Japan Aerospace Exploration Agency*.

Joseph, G., 2005: *Fundamentals of remote sensing*. Universities Press.

Kerr, D. E., 1951: *Propagation of short radio waves*. McGraw-Hill, 746 pp.

Knott, E. F., 2012: *Radar cross section measurements*. Springer Science & Business Media.

Löffler-Mang, M. and J. Joss, 2000: An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **17**, 130–139.

MAREMEX-Mantaro, 2011: Manejo de riesgos de desastres ante eventos meteorológicos extremos (sequías, heladas y lluvia intensa) como medida de adaptación ante el cambio climático en el valle del mantaro. *Instituto Geofísico del Perú*, **1**, 1–16.

Marshall, J. S. and W. M. K. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *Journal of meteorology*, **5**, 165–166.

Matrosov, S. Y., K. A. Clark, B. E. Martner, and A. Tokay, 2002: X-band polarimetric radar measurements of rainfall. *Journal of Applied Meteorology*, **41**, 941–952.

Michaelides, S., V. Levizzani, E. Anagnostou, P. Bauer, T. Kasparis, and J. Lane, 2009: Precipitation: Measurement, remote sensing, climatology and modeling. *Atmospheric Research*, **94**, 512–533.

Nakamura, K., T. Iguchi, M. Kojima, and E. A. Smith, 2005: Global precipitation mission (gpm) and dual-wavelength radar (dpr). *Proceedings of XXVIII URSI General Assembly, New Delhi, India*, 23–29.

NASA, 2012: Nasa global precipitation measurement (gpm) geolocation toolkit. *PPS-GPM Geolocation Toolkit ATBD*, 1–59.

Nezlin, V., I. Kostylev, B. Blyakhman, G. Ryndyk, and V. Myakinkov, 2007: *Bistatic Radar: Principles and Practice*. Mikhail Cherniakov, 427 pp.

Pedrós, D. M. and A. M. Gutiérrez, 2005: *La elaboración del plan estratégico y su implantación a través del cuadro de mando integral*. Ediciones Díaz de Santos.

Pruppacher, H. R. and J. D. Klett, 2012: *Microphysics of Clouds and Precipitation: Reprinted 1980*. Springer Science & Business Media.

Raghavan, S., 2003: *Radar meteorology*. Springer Netherlands, 549-556 pp.

Rasmussen, K. L., S. L. Choi, M. D. Zuluaga, and R. A. Houze, 2013: Trmm precipitation bias in extreme storms in south america. *Geophysical Research Letters*, **40**, 3457–3461.

Rees, G., 2012: *Physical principles of remote sensing*. Cambridge University Press, third edition, 494 pp.

Reitz, J. R., F. J. Milford, and R. W. Christy, 2008: *Foundations of electromagnetic theory*. Addison-Wesley Publishing Company.

Richards, J. and X. Jia, 1986: An introduction to remote sensing digital image analysis. *Chapter*, **8**, 195–203.

Rinehart, R., 1998: *Radar for Meteorologist*. Rinehart, third edition.

Schanda, E., 2012: *Physical fundamentals of remote sensing*. Springer Science & Business Media.

Skolnik, M. I., 2001: *Introduction to Radar System*. McGraw-Hill, third edition, 762 pp.

Smith, D. E., D. C. Christodoulidis, R. Kolenkiewicz, P. J. Dunn, S. M. Klosko, M. H. Torrence, S. Fricke, and S. Blackwell, 1985: A global geodetic reference frame from lageos ranging (sl5. 1ap). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **90**, 9221–9233.

Toyoshima, K., 2015: Early evaluation of the global precipitation measurement (gpm) dual-frequency precipitation radar (dpr): The relation of radar sensitivity with the regional precipitation characteristics. *Nagoya University*, 1–52.

Ulbrich, C. W., 1983: Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *Journal of climate and applied meteorology*, **22**, 1764–1775.

Van de Hulst, H., 1981: *Light scattering by small particles*. Structure of Matter Series., Dover Publications.

Wilson, J. W. and E. A. Brandes, 1979: Radar measurement of rainfall-a summary. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **60**, 1048–1058.

Yau, M. K. and R. Rogers, 1996: *A short course in cloud physics*. Elsevier.

http://www.ott.com/download/operating-instructions-present-weather-sensor-ott-parsivel2/