



UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS
(Universidad del Perú, DECANA DE AMERICA)

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
UNIDAD DE POSGRADO

**Estudio de las tormentas convectivas a través de observación
instrumental y modelado numérico en los Andes Centrales del
Perú**

Tesis

Para optar el grado académico de
Magíster en Física con mención en Geofísica

Autor

Elver E. Villalobos Puma

Lima-Perú

2019

Asesor

Dr. Daniel Martinez-Castro

Co-asesores

Dr. Shailendra Kumar

P.h.D Yamina Silva Vidal

Dedicatoria

*Edmundo-Hortencia, quri, qulqi tayta-mamallay,
qankunaq sutiykispin qilqasqa key yachay taqi.
Mayuri, sunqu ruruypi kawsaq, manan qunqaykimanchu*

Agradecimientos

En especial agradezco a mi asesor Dr. Daniel Martinez, por su constante enseñanza y la incursión en la física de las nubes, a Dr. Shailandra Kumar por la orientación en sensoramiento remoto, a mi profesor Octavio Fashe por su motivación y siempre impulsandome para seguir adelante. No puedo dejar de agradecer a Dra. Yamina Silva por su confianza, constante apoyo y siempre por brindarme los mejores deseos y consejos, los cuales han sido clave para dedicarme a la investigación con mucha pasión.

Agradezco a Dr. Jose Luis Flores por su valioso enseñanza en el modelamiento atmosférico tanto experimental y teórica. A Dr. Aldo Moya por su amistad y enseñansa en meteorología y la interpretación de las salidas del modelo atmosférico. A Miguel Saavedra Huanca por su apoyo y confianza para el desarrollo de la tesis. Agradezco a todo el equipo científico de **MAGNET** por su amistad y comentarios que me permitieron aprender mucho más, asimismo agradezco al Instituto Geofísico del Perú (IGP) en especial a la subdirección de Ciencias de la Atmósfera e Hidrósfera (SCAH) por todas las oportunidades que me ha brindado. A la escuela de postgrado de Ciencias Físicas de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, por la enseñanza y motivación para hacer ciencia en el Pais.

La presente tesis se desarrolló en el marco del proyecto Magnet del IGP *Fortalecimiento de la linea de investigación en física y microfísica de la atmósfera*, financiado por el Fondo Nacional de Desarrollo Científico, Tecnológico y de Innovación Tecnológica-FONDECYT del CONCYTEC (Convenio N° 010-2017-FONDECYT).

Agradezco a las agencias National Aeronautics and Space Administration (NASA) y Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA) por la disponibilidad de datos de los satélites Tropical Rainfall Mearuring Mission(TRMM) y Global Precipitation Measurement (GPM), la Universidad Utah por disponer datos de Precipitation Features (PFs) y a la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) por los datos del canal infrarrojo del satélite Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES).

Agradezco al Laboratorio de Dinámica de Fluidos Geofísicos del IGP. Por la disponibilidad del sistema computacional de alto rendimiento HPC-Linux-Cluster.

Resumen

La agricultura local en los Andes Centrales del Perú es sensible a episodios extremos, por ejemplo, la precipitación intensa asociada a tormentas convectivas perjudican los sembríos por el exceso de agua, mientras que los granizos rompen las hojas de los cultivos cuando alcanzan el suelo. Aquí se estudió la distribución espacial y la estructura vertical de las tormentas convectivas mediante el método del análisis complejo. El área de estudio se fraccionó en 4 sub-áreas (3 áreas sobre los Andes y una que comprende la transición Andes-Amazonía), en las cuales se realizó la estadística de la reflectividad, la intensidad de lluvia y los parámetros microfísicos, determinados usando los sensores del PR-TRMM, el núcleo GPM, y el modelo WRF.

Como resultado se tiene que en las regiones de los Andes ocurren sistemas de nubes convectivas más profundas que en la región de transición Andes-Amazonía. De modo que la diferencia del promedio vertical de la reflectividad presenta alrededor de 5dBZ entre Andes y Amazonía-Andes. El ciclo diurno de la lluvia es diferente entre las regiones de Andes y Amazonía-Andes. En promedio llueve en los intervalos 13-23 horas local y 18-6 horas local respectivamente. Los porcentajes de ocurrencia de precipitación convectiva y estratiforme en áreas de los Andes están en proporción 30 % y 70 % respectivamente y sus contribuciones relativas a la lluvia acumulada son equivalentes, en cambio en la transición Amazonía-Andes los porcentajes de ocurrencia son 31 % y 69 % y sus contribuciones acumulativas a la lluvia son 53 % y 47 % respectivamente. Se concluye que la precipitación convectiva en las sub-áreas de los Andes dependen fundamentalmente del mecanismo de forzamiento orográfico que fortalece el crecimiento de los hidrometeoros por encima del nivel de congelación entre 6 y 12km de altura y propicia mayor acumulado de lluvia.

Palabras clave: Reflectividad, radar de precipitación, lluvia convectiva y estratiforme.

Abstract

Local agriculture in the Central Andes of Peru is very sensible to extreme precipitation episodes. For example, heavy precipitation events associated with convective storms that damage the agricultural crops by the excessing water while the hail breaks the leaves of the crops. Here, I studied the spatial distribution and vertical structure of convective storms through the complex analysis method. Study area it was fractioned in four regions (three on the Andes and one on transition Andes-Amazon) in which the statics of reflectivity, rain rate and microphysical paramters were determinated from GPM and TRMM satellites and WRF model.

As a result, it was found that deeper cloud systems occur in the Andes regions than in the Amazon-Andes transition region. Thus, the difference of the vertical average of reflectivity is around 5 dBZ between both regions. The diurnal rainfall cycle is also different, since it rains preferably at the intervals of 13-23 LST and 18-06 LST respectively. The percentages of occurrence of convective and stratiform precipitation in the areas of the Andes are 30 % and 70 % respectively and their cumulative relative contributions to rainfall are equivalent; however, in the Amazon-Andes transition region, the percentages of occurrence are 31 % and 69 % and their cumulative contributions to rain are 53 % 47 %. It is concluded that convective precipitation in the Andes areas is intensified by the orographic forcing mechanism, which strengthens the growth of hydrometeors above the height of the freezing level between 6 and 12km of height and leads to greater cumulative rainfall.

Keywords: Reflecityvity, precipitation radar, convective rainfall and stratiform rainfall.

Índice de figuras

1.1. La cuenca del Mantaro se encuentra limitado con celeste y el valle del Mantaro con verde en esta última se localiza el Observatorio Huancayo (HYO) del Instituto Geofísico del Perú (IGP)	7
2.1. Representación de los dos tipos de scattering (a) Scattering de Fresnel (reflexión parcial) (b) Scattering de Bragg, modificado de (Fukao et al., 2014)	13
3.1. La cuenca de Mantaro dividido en cuatro sub-áreas, denominados como regiones N , C , S , E	25
4.1. Ciclo diurno de la precipitación determinado desde PR-TRMM y PRKu-GPM (1998-2017) para la estación DJF (diciembre-enero-febrero) sobre la región N . El panel izquierdo indica el número de veces observado los sistemas de precipitación y el panel derecha representa la contribución relativa a la lluvia (%) según el tipo de precipitación (estratiforme y convectiva).	30
4.2. Ciclo diurno de la precipitación sobre la región C (la misma figura 4.1). El panel izquierdo indica el numero de veces observado los sistemas de precipitación y el panel derecha representa la contribución relativa de la lluvia (%) según el tipo de precipitación (estratiforme y convectiva).	31
4.3. Ciclo diurno de la precipitación sobre la región S (la misma figura 4.1). El panel izquierdo indica el número de veces observado los sistemas de precipitación y el panel derecha representa la contribución relativa de la lluvia (%) según el tipo de precipitación (estratiforme y convectiva)	32
4.4. Ciclo diurno de la precipitación sobre la región E (la misma figura 4.1). El panel izquierdo indica el numero de veces observado los sistemas de precipitación (lluvia de tipo M se observan en 0-5UTC y 12-17 UTC) y el panel derecha representa la contribución relativa de la lluvia (%) según el tipo de precipitación (estratiforme y convectiva)	33

4.5. Número total de pixeles nublados en perfil vertical (referencia de altura a nivel del mar), para las sub-áreas de la cuenca del Mantaro determinado desde la data PR-TRMM para el periodo 1998-2014	34
4.6. Promedio de la altura del nivel de congelación (referencia de altura a nivel del mar), para las sub-áreas de la cuenca del Mantaro determinado desde la data PRKu-GPM para el periodo 2014-2018	35
4.7. Diagrama de frecuencia normalizada (DFN) para la reflectividad vertical del PR (1998-2014) en cada subarea (N , C , S y E) de la cuenca del Mantaro	36
4.8. Diagrama de frecuencia normalizada (CFAD) de la reflectividad vertical del PR (1998-2014) para precipitación convectiva en cada subarea (N , C , S y E) de la cuenca del Mantaro	38
4.9. Isolineas de la frecuencia de ocurrencia del factor de reflectividad (entre 0 y 5km de altura referencia nivel del mar) observado por el PR para el periodo de 1998-2014 en las cuatro regiones N , C , S y E	39
4.10. Precipitación estratiforme en la región E y cercana a esta región la distribución de reflectividad observado por el radar banda Ku del N-GPM, evento ocurrido el 2 de marzo de 2017	40
4.11. Diagrama de frecuencia normalizada (CFAD) de la reflectividad vertical del PR (1998-2014) para precipitación estratiforme en cada subarea (N , C , S y E) de la cuenca del Mantaro	41
4.12. Diagrama de frecuencia normalizada (CFAD) de la reflectividad vertical del PR (1998-2014) para la región E de la cuenca del Mantaro	42
4.13. Sistemas de nubes de precipitación observado por el radar de banda Ku del satélite GPM, panel izquierdo escaneo en superficie de la reflectividad y panel derecho sección transversal para la línea roja observado en panel izquierda	43
4.14. frecuencia relativa de ocurrencia de Ze sólo para celdas convectivas observado por el PR para el periodo de 1998-2014 en las cuatro regiones N , C , S y E	45
4.15. Promedio de perfiles verticales de la reflectividad observado por el PR para el periodo 1998-2014. a) CbT y b) CbT75	46
4.16. Promedio de las perfiles verticales de la reflectividad observado por el PR para el periodo de 1998-2014. a) ICC6 y b) ICC8	47
4.17. Se muestra la distribución frecuencia de ocurrencia de alturas de los umbrales de 40-dBZ observado por el PR para un periodo 1998-2014. a) CbT, b) ICC6, c) ICC8 y d) ICC3	48

4.18. Climatología de altura tope para umbrales 40 y 30 dBZ para un periodo 1998-2018 calculado desde PR-TRMM y PRKu-GPM, a) Altura máxima de 40 dBZ y b) Altura máxima de 30 dBZ	49
4.19. La frecuencia de ocurrencia acumulativa (CDF) para nubes convectivas en las regiones (N,C,S,E) para un periodo 1998-2018. Panel izquierda area acumulativa y panel derecha la altura máxima de 20 dBZ	50
4.20. Promedio vertical de valores máximos de la reflectividad calculado desde un periodo 1998-2018 desde PR y PRKu. a) Mayores de percentil 25 y b) Para todos los valores	50
4.21. La temperatura de la atmósfera y el promedio vertical de la reflectividad (la misma figura 4.20). a) Temperatura versus promedio de reflectividad (percentil 25) y b) temperatura versus promedio total de las reflectividades	51
4.22. (a) Distribución vertical de reflectividad versus tiempo a partir de Mira35C, (b) registro de lluvia (mm/h) con el pluviometro para el evento 29 de enero de 2016 sobre valle del río Mantaro.	52
4.23. Velocidad Doppler (Mira35C) de hidrometeoros y velocidad de la atmósfera en la componente vertical (BLTR) estimado entre 6:00 y 6:20 horas de la figura 4.22a.	53
4.24. Perfil vertical de reflectividad y sus componentes para el evento del 29 de enero de 2016 evento ocurrido sobre LAMAR. a) Perfil vertical de la reflectividad, b) componente de la reflectividad definido como $N_w^{dB} = 10\log(N_w)$ y c) componente de la reflectividad definido como $I_b^dB = 10\log[F(D_m, \mu)]$	54
4.25. Perfil vertical del diagrama de frecuencia normalizada (CFAD, sigla en ingles) para el evento del 29 de enero de 2016 observado por Mira35C. a) Reflectividad, b) Velocidad Doppler y c) ancho espectral	55
4.26. Comparación de perfil vertical de la reflectividad entre radar perfilador de nube (Mira35C) y el radar de precipitación PR-TRMM sobre Observatorio de Huancayo	57
4.27. Promedio vertical de parámetros de la distribución de gotas de lluvia y partículas de nube desde KuPR-GPM (2014-2018) sobre las sub-áreas de la cuenca del Mantaro (a) Reflectividad para lluvia estratiforme, (b) N_w para lluvia estratiforme, (c) I_b para lluvia estratiforme, (d) reflectividad para lluvia convectiva, (e) N_w para lluvia convectiva y (c) I_b para lluvia convectiva	58

4.28. Promedio vertical de parámetros de la distribución de gotas de lluvia y partículas de nube desde KuPR-GPM (2014-2018) sobre las sub-áreas de la cuenca del Mantaro (a) Reflectividad para sistema de nubes convectivas intensas, (b) Nw para CCI8s, (c) Ib para CCI8s, (d) reflectividad para para CCI3, CCI6 y CCI8, (e)Nw para CCI3, CCI6 y CCI8 y (c) Ib para CCI3, CCI6 y CCI8	59
4.29. El promedio de los parámetros microfísicos según el rango de la intensidad de lluvia determinado desde PRKu para periodo 2014-2018	61
4.30. Dispersión de la intensidad de lluvia entre observado por el sensor del N-GPM y por el modelo WRF simulado para 28 eventos de precipitación ocurrido en alguna area de la cuenca. Cada panel corresponde a las regiones de la cuenca del Mantaro. a) Region N , b) Region C , c) Region S , d) Region E	62
4.31. Distribución espacial de temperatura de brillo determinado desde GOES-13, se observan para tiempos distintos en UTC; 2016-02-09 17:15 (panel izquierda) y 2016-02-09 18:45 (panel derecha)	64
4.32. Distribucion espacial de la intensidad de lluvia en mm/h (panel izquierda) y los sistemas de nucleos más frios de la temperatura de brillo ambos determinado desde el sensor GMI del N-GPM para el evento de la figura 4.31	65
4.33. Distribución espacial de nubes de precipitación observado por el radar de banda Ku del satélite N-GPM para el evento de la figura 4.32, panel izquierdo escaneo en superficie de la reflectividad y panel derecho sección transversal para la línea roja	66
4.34. Distribución espacial de la intensidad de lluvia determinado para 30 minutos (panel izquierda) y el promedio de factor de reflectividad (panel derecha) desde 30 minutos, ambos corresponden a la salida del modelo WRF3.7 para el evento de la figura 4.32	67
4.35. Distribución espacial de la intensidad de lluvia (mm/h) (panel izquierda) y la temperatura brillo (panel derecha), ambos corresponden al escaneo del sensor de satélite N-GPM para el evento del 2016-11-09	68
4.36. Distribución espacial de la temperatura de brillo desde GOES-13 (2016-11-09 18:15 UTC) y la distribución de máximo valores del factor de reflectividad determinado desde el modelo WRF3.7 (2016-11-09 18:20 UTC)	69

4.37. Distribución de temperatura de brillo para el sistema de nubes desde GOES-13 (panel izquierda superior a 2016-11-09 21:45 y panel izquierda inferior a 2016-11-09 23:45) y valores máximos de reflectividad determinado desde el modelo WRF3.7 (panel superior derecha a 2016-11-09 21:30 y panel inferior derecha a 2016-11-09 23:40)	70
4.38. Distribución del factor de reflectividad del sistema de nubes (panel izquierda) observado por el radar de banda Ku del satélite N-GPM y perfil vertical de reflectividad (panel derecha) para el evento de la figura 4.35	71

Índice de tablas

2.1. Características del PR-TRMM (Kummerow et al., 1998)	9
2.2. Características del DPR (Hou et al., 2014)	10
2.3. Características técnicas de radares: BLTR y Mira35C	16
3.1. Características de la simulación del modelo WRF	26
3.2. Parametrizaciones físicas utilizados en el experimento del modelamiento . .	26
4.1. Umbrales para sistemas de nubes con celdas convectivas intensas	44

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
NASA	-	National Aeronautics and Space Administration
PR	-	Precipitation Radar
KuPR	-	Ku-band Precipitation Radar
KaPR	-	Ka-band Precipitation Radar
TRMM	-	Tropical Rainfall Measuring Mission
MCS	-	Mesoscale convective system
GOES	-	Geostationary Operational Environmental Satellite
NOAA	-	National Ocean and Atmospheric Administration
NCAR	-	National Center for Atmospheric Research

Índice general

Dedicatoria	I
Agradecimientos	II
Resumen	III
Abstract	IV
Lista de abreviaturas y siglas	XI
1. Introducción	1
1.1. Justificación de la investigación	6
1.2. Planteamiento del problema	6
1.3. Objetivos	6
1.3.1. Objetivo General	6
1.3.2. Objetivo Específico	6
1.4. Hipótesis	7
1.5. Área de Estudio	7
2. Fundamento teórico	8
2.1. Radares del TRMM y GPM	8
2.1.1. Cálculo de la reflectividad	10
2.2. Radar perfilador del aire claro	12
2.2.1. Ecuación del radar	13
2.3. Radar perfilador de nubes	15
2.3.1. Cálculo de parámetros de lluvia y microfísica	17
2.3.2. Descomposición de la reflectividad	19
2.4. Modelo regional WRF	20
2.4.1. Ecuaciones del WRF	20

3. Datos y Metodología	23
3.1. Nubes cumulunimbos tower y nubes convectivas intensas	23
3.2. Diagrama de frecuencia normalizada	24
3.3. Determinación de sub-áreas	25
3.4. Configuración de WRF	26
3.5. Datos in situ y radares de N-GPM y TRMM	27
4. Resultados y Discusiones	29
4.1. Sistemas de precipitación	29
4.1.1. Contribución relativa a la lluvia	29
4.2. Perfil vertical de reflectividad	33
4.2.1. Estructura vertical de los sistemas de nubes	33
4.2.2. Estructura vertical de las nubes convectivas intensas	42
4.2.3. Climatología de la estructura vertical de las nubes convectivas . . .	48
4.3. Microfísica de las nubes en la cuenca del Mantaro	52
4.4. Simulación numérica y observación instrumental	62
5. Conclusiones	72
5.1. Recomendaciones para trabajos futuro	73
Bibliografía	74

Capítulo 1

Introducción

La precipitación es considerada la fuente principal para el aporte del agua, y es uno de los componentes del ciclo hidrológico y del sistema climático mundial. Desde el punto de vista físico, la precipitación está relacionada a la circulación atmosférica a través de la liberación del calor latente (Michaelides et al., 2009). Entender la variabilidad de la lluvia en el trópico es profundamente importante, puesto que la circulación atmosférica en los trópicos y subtrópicos se relaciona con la distribución de la lluvia a través del efecto del calor latente de condensación y congelación, siendo ésta la mayor fuente del calor para la circulación atmosférica (Figueroa and Nobre, 1990). En general, las precipitaciones tropicales se clasifican como convectivas y estratiformes, siendo posible la coexistencia y combinación de ambas (Houze Jr, 2014).

Las nubes convectivas se caracterizan por las altas velocidades verticales en el interior de las corrientes verticales intensas, generalmente mayores que 1 m/s y por intensidades de lluvia mayores que 5 mm/h, mientras que su extensión horizontal varía típicamente entre 1 y 10 km, aunque puede ser mayor. Este tipo de precipitación está asociada a las celdas convectivas del tipo cumulus o cumulonimbus, tanto aisladas como multiceldas o superceldas, denominadas en general nubes de tormenta, ya que en el estadio de cumulonimbus suelen estar acompañadas de actividad eléctrica, y en algunos casos de fuertes ráfagas de viento, granizadas y tornados. Por otra parte, las lluvias estratiformes proceden de las nubes homónimas, que son de mayor extensión horizontal y duración que las convectivas, presentando velocidades verticales pequeñas, de menos de 1 m/s e intensidades de lluvia generalmente menores de 5 mm/h, mientras que su extensión horizontal característica es del orden de 100 km (Schumacher and Houze Jr, 2003). A pesar de su baja intensidad, en determinadas condiciones las nubes estratiformes pueden dar lugar a acumulados importantes de precipitación, debido a su mayor duración. La distribución vertical del calor latente muestra diferencias importantes para sistemas de convección

profunda y estratiformes y depende de la estructura vertical de los sistemas convectivos, (Figueroa and Nobre, 1990; Gage et al., 1994). Por ejemplo, en los sistemas convectivos de mesoscala (MCSs, siglas en ingles), que son los sistemas de mayor contribución a eventos severos y precipitaciones en muchas partes del mundo, sus características morfológicas están íntimamente vinculadas a su mecanismo de producción de las precipitaciones, ya que están constituidos por celdas convectivas profundas y por zonas de nubosidad y lluvia estratiforme, que se forman como parte de la evolución del sistema, que cuenta con un largo tiempo de vida, garantizado por su circulación interna (Houze Jr et al., 1990). En America del Sur, Rasmussen et al. (2016); Rasmussen and Houze Jr (2011) estudiaron el ciclo de vida de los MCSs y su contribución a la lluvia, utilizando información de radar que los MCSs proporcionan el 95 % de la lluvia en la estación cálida y se producen cuando se activa la convección debido a la interacción del flujo con las laderas de los Andes, dando lugar eventualmente a tornados destructivos, granizo e inundaciones.

El factor de reflectividad de radar es útil para estudiar la estructura, el tipo y la cantidad de lluvia de los sistemas de precipitación. Esta variable se obtiene desde el escaneo en tres dimensiones con los radares meteorológicos y contiene información apropiada para estudiar la estructura vertical y horizontal de los sistemas de precipitación. Por consiguiente, la distribución vertical de reflectividad refleja la distribución de las concentraciones de los hidrometeoros (Houze Jr, 2014; Kumar and Bhat, 2016) y está íntimamente relacionada con la intensidad de la convección ya que los valores más altos de reflectividad en niveles medios y altos de la tropósfera corresponden a las velocidades verticales más intensas (Xu and Zipser, 2012). Asimismo (Saikranthi et al., 2014) señalan que la variación con la altura del máximo del factor de reflectividad en la distribución de frecuencia normalizada de dicha magnitud cambia para cada tipo de región, debido a que los procesos microfísicos dominantes son distintos. Para el caso de las tormentas convectivas, la altura del máximo del perfil vertical del factor de reflectividad dentro de un sistema de nubes es un indicador fundamental de los tipos de tormenta (Kumar, 2017) . Por ejemplo; la máxima altura de los ecos con reflectividad de 20 dBZ es un indicador clave para conocer la altura límite en que las corrientes ascendentes pueden tener efecto de desviación en las partículas de hielo y precipitación; en cambio la altura máxima de los ecos con 40 dBZ es buen indicador de las intensidades convectivas o de la velocidad de la corriente ascendente (Cecil et al., 2005; Xu and Zipser, 2012). Un factor fundamental en la descripción de la estructura vertical de los sistemas de nubes lo constituye el perfil vertical de reflectividad de radar obtenido desde los radares Doppler para MCSs. Mediante este método se encontró que la reflectividad decrece hacia la superficie por debajo de los niveles de congelamiento en el continente y en el océano ocurre lo opuesto (Zipser and Lutz, 1994). Por otra parte,

mediante el mismo método, [Bhat and Kumar \(2015\)](#) determinaron las celdas convectivas más intensas, en un campo de cumulonimbus (Cb) para distintas altura de referencia (3, 8 y 12 km), concluyendo que la estructura vertical de la reflectividad depende de la altura de referencia seleccionada.

La estructura de tormentas convectivas depende de muchos factores que incluyen el grado de inestabilidad atmosférica, el cizallamiento vertical del viento, los forzantes de la mesoscala y la influencia de los sistemas convectivos vecinos ([Weisman and Klemp, 1984](#)). La intensidad de las tormentas está determinada por las propiedades de las corrientes ascendentes, que son muy difíciles de medir in situ, de modo que se utilizan las mediciones indirectas a partir de sensores remotos, y en particular, los métodos basados en radares a bordo de satélites. Para esto se han desarrollado una serie de procedimientos de estimación para obtener las intensidades convectivas utilizando las mediciones de los satélites de Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) y Global Precipitation Measurement (GPM) ([Zipser et al., 2006](#)).

A pesar de su gran utilidad para el estudio de la estructura de los sistemas de nubes y las precipitaciones, la información brindada por los radares a bordo en TRMM y GPM no es suficiente para determinar la evolución de las características termodinámicas y los procesos físicos de los sistemas convectivos y el ciclo vida de las tormentas, ya que éstas son observaciones instantáneas, debido al carácter circumpolar de estos satélites ([Rasmussen and Houze Jr, 2016](#)). Para complementar esta información, es necesario realizar simulaciones numéricas a escalas de tormentas. Aplicando este método, [Insel et al. \(2010\)](#) encontraron que los Andes tienen una influencia directa sobre la climatología de América del Sur y actúan como forzante de las precipitaciones orográficas a lo largo del Este de los Andes. En el presente trabajo se aplica el modelo numérico Weather Research Forecasting (WRF, sigla en inglés) que fue desarrollado en los años 90 bajo la dirección de National Center for Atmospheric Research (NCAR, sigla en inglés). Fue desarrollado para investigar los procesos físicos de eventos meteorológicos tanto las tormentas convectivas.

El sistema Monzón de América del Sur (SAMS, siglas en inglés) desarrollado entre bajas latitudes de regiones continentales y regiones de océanos cercanas al continente, se vincula a los regímenes de precipitación en el continente ([Vera et al., 2006b](#)). El SAMS presenta varios períodos característicos en el año que representan distintas fases de su desarrollo, el llamado pre-monzón, entre octubre y noviembre, el monzón en desarrollo, entre fines de noviembre y diciembre, el monzón en su etapa de madurez entre enero y principios de febrero, el monzón en retirada entre febrero y marzo y el post-monzón hasta fines de abril ([Zhou and Lau, 1998](#)). Durante la etapa madura del Monzón, aumenta la actividad convectiva y con ella se extienden lluvias intensas desde la Amazonia hacia el

sureste del Brasil (Vera et al., 2006b). En los Andes la precipitación ocurre durante el verano austral, que esta vinculado la fase madura del SAMS. En Perú la precipitación observada en la Amazonia y en los llamados *hot spots*, o regiones con máximos espaciales de precipitación, es mayor en la estación NDJF (noviembre-diciembre-enero-febrero) que la estación MJJA (mayo-julio-junio-agosto) (Chavez and Takahashi, 2017; Espinoza et al., 2015).

La cordillera de los Andes se extiende desde el norte del ecuador hasta el extremo sur del continente y los Andes Centrales se delimitan entre 15° y 22° latitud Sur. Para la porción sur de los Andes Centrales, y en particular para el Altiplano, Garreaud (1999) estudió los principales mecanismos que producen períodos de más o menos lluvia en el período de verano, resaltando la frecuente presencia de inestabilidad condicional, que no resulta suficiente para el desarrollo de la lluvia para las condiciones del Altiplano. Resaltó la importancia del peso relativo del flujo de aire frío del oeste de niveles bajos procedente del Pacífico, con baja temperatura potencial equivalente, y el flujo cálido y húmedo en niveles bajos y medios procedente de la Amazonia. Las condiciones de intenso flujo húmedo del Este en niveles bajos, acompañadas de convergencia prevalecen para los episodios de varios días lluviosos consecutivos. La distribución espacial de la lluvia en las secuencias de días lluviosos está fuertemente determinada por la orografía de los Andes. La topografía de los Andes tiene un especial importancia para el transporte del flujos de humedad a niveles bajos, conocido por chorro de bajo nivel de América del Sur (CBNAS, South America low level jet, SALLJ, en ingles). El CBNAS se transporta desde el Atlántico Norte hacia la cuenca de la Plata pasando por la Amazonía y por el este de los Andes. Estos flujos condicionan zonas de convergencia en las pendientes de los Andes, propiciando zonas de ascenso de aire, que propician la precipitación (Berbery and Collini, 2000; Vera et al., 2006a). Usando los datos de radar de precipitación PR del TRMM, (Bookhagen and Strecker, 2008) demostraron que el relieve de los Andes controla la lluvia orográfica. Por otra parte, Rasmussen and Houze Jr (2016) señalan que los Andes interactúan con los flujos provenientes tanto del Pacífico como de la Amazonia, generando mecanismos particulares de cada región, ya que los flujos de bajas niveles que vienen de la Amazonía a través de SALLJ son interrumpidos a niveles medios y altos por la subsidencia del aire seco del Oeste. A pesar que los Andes bloquean los flujos de humedad, las lluvias son significativas en los valles inter-Andinos, donde la influencia de las montañas aumenta la intensidad, posición y sincronización de las precipitaciones convectivas (Banta, 1990; Chavez and Takahashi, 2017; Houze Jr, 2014). El patrón de precipitación determinado por la presencia de los Andes es muy complejo. A gran escala, los Andes en general controlan fuertemente el patrón de precipitación, por lo que los valores extremos de precipitación

y la ocurrencia de intensas tormentas se acumulan marcadamente entre los trópicos y subtropicos de America del Sur (Rasmussen and Houze Jr, 2016). En cambio, a pequeña escala, el desarrollo de las convección y la presencia de la topografía son responsables de la variabilidad de la precipitación (Celleri et al., 2007).

La cuenca del Mantaro, localizada en los Andes centrales del Perú es altamente vulnerable a los eventos extremos asociada a la variabilidad climática (Martínez Grimaldo et al., 2005). En especial, la precipitación es la variable de mayor interés en la agricultura, la generación de energía, el abasto de agua para la población y las actividades económicas (Silva et al., 2008). A su vez la cuenca del Mantaro presenta la climatología de lluvia mensual con estaciones seca y lluviosa bien marcadas, con valores máximos de lluvia que ocurren entre enero y marzo y valores mínimos entre junio y julio (Silva et al., 2008). En particular, en el valle del río Mantaro, donde se ubica el Laboratorio de Microfísica Atmosférica y Radiación (LAMAR), Observatorio de Huancayo (HYO) del Instituto Geofísico del Perú (IGP), la climatología de lluvia diaria presenta la estación húmeda entre setiembre y marzo, mientras la estación lluviosa comienza en agosto y termina aproximadamente en abril, con picos máximos entre enero y febrero, y la estación seca tiene lugar entre mayo y julio (Saavedra and Takahashi, 2017). Zubieta et al. (2017) usando datos observados de precipitación diaria determinaron que los eventos de alta y muy alta intensidad representan el 35 % de los días de lluviosos, a los que corresponde aproximadamente el 71 % de la cantidad de la lluvia total. Asimismo, la diferencias y similitudes entre la concentración y intensidad de la lluvia diaria sugieren una influencia orográfica sobre la humedad que llega desde la Amazonia por encima de los Andes.

Los patrones espaciales de precipitación y la estructura vertical de los sistemas nubosos que aportan precipitación en la cuenca del Mantaro, así como el tipo de precipitación predominante en diferentes condiciones meteorológicas no han sido estudiados hasta el momento. En el presente investigación se analiza, por una parte, la variabilidad espacial y temporal de la precipitación estimada a partir de los datos del radar de precipitación (PR) del TRMM y el radar de precipitación en banda Ku (KuPR) del satélite núcleo GPM de ambos combinado corresponden un periodo de 20 años de información. Por otra parte, para estudiar las particularidades de la evolución de las precipitaciones en el valle del Mantaro se utiliza el método del análisis complejo de varios estudios de casos, correspondientes a situaciones de especial interés. Para ello se utiliza el modelo atmosférico Weather Research and Forecasting version 3.7 (WRF3.7), los casos disponibles del DPR y el radar perfilador de nube banda Ka instalado en el LAMAR, y otros equipos de medición de lluvia con apoyo de los datos del canal infrarrojo de satélite Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES) administrado por la NOAA.

1.1. Justificación de la investigación

Las tormentas convectivas revisten especial importancia desde el punto de vista meteorológico y son potencialmente peligrosas para la aviación. Aunque duran poco tiempo son muy intensos con fuertes vientos ascendentes y descendentes. La importancia de conocer mejor estos eventos en los Andes Centrales del Perú es debido a su frecuencia de ocurrencia de precipitaciones severas asociada a tormentas convectivas, que en algunas ocasiones tienen efectos negativos para la agricultura local sobre todo cuando el granizo logra alcanzar hasta la superficie.

1.2. Planteamiento del problema

En los Andes Centrales del Perú las precipitaciones convectivas, asociadas a las tormentas convectivas ocurren frecuentemente. Estos eventos por su severidad perjudican continuamente la agricultura, afectando la base económica de las personas del lugar. En la zona de estudio hasta el momento estos eventos severos no están bien documentados su patrón de variabilidad espacial como en su estructura vertical.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo General

Mediante la observación instrumental y simulación numérica comprender la variabilidad espacial-temporal y la estructura vertical de los sistemas de nubes precipitables en los Andes Centrales del Perú.

1.3.2. Objetivo Específico

- Determinar el ciclo diurno de las precipitaciones estratiforme y convectiva y cuantificar su contribución relativa para cada sub-área de la Cuenca del Mantaro
- Documentar la estructura vertical de la reflectividad para los tipos de precipitación estratiforme y convectiva en la cuenca del Mantaro
- Describir la estructura vertical de los parámetros microfísicos de sistemas de nubes precipitables para celdas convectivas intensas .
- Encontrar los umbrales de los sistemas de nubes convectivas en términos de reflectividad para cada subárea de la cuenca del Mantaro.

- Describir la variación espacial de los sistemas de precipitación para casos de estudio.

1.4. Hipótesis

El patrón espacial, la estructura vertical y la microfísica de nubes de precipitación se comportan de manera diferenciada en la región de los Andes y la zona de transición Andes-Amazonía.

1.5. Área de Estudio

El área de estudio se centra en los Andes centrales del Perú específicamente la cuenca del Mantaro. La cuenca es como un laboratorio donde se pueden realizar muchos estudios ambientales, de fenómenos atmosféricos, de eventos meteorológicos extremos así como las lluvias severas que en algunos casos involucra las granizadas, las heladas entre otros fenómenos naturales. Estos sucesos generan impactos negativos y desestabilizan la agricultura local lo que afecta la base económica y social de la población. Por otro lado, las características climáticas y geográficas de la cuenca han permitido la instalación de centrales hidro-eléctricas, y la producción agrícola del valle Mantaro provee alimentos a Lima, generando gran importancia socio-económica (Pedrós and Gutiérrez, 2005)

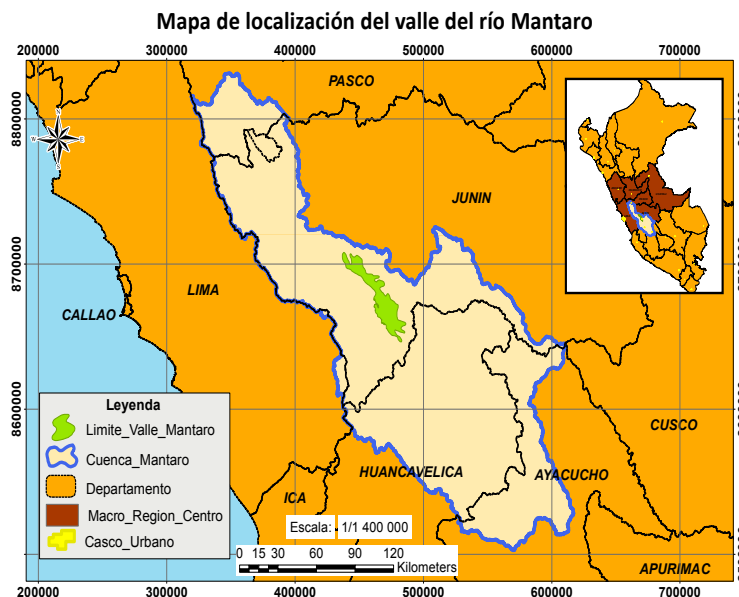


Figura 1.1: La cuenca del Mantaro se encuentra limitado con celeste y el valle del Mantaro con verde en esta última se localiza el Observatorio Huancayo (HYO) del Instituto Geofísico del Perú (IGP)

Capítulo 2

Fundamento teórico

En este capítulo se introduce la base teórica del presente estudio. La primera parte trata sobre la teoría de radares; perfilador de nube, perfilador de viento y radares abordo en los satélite núcleo GPM y TRMM y además presentamos las ecuaciones que gobiernan en el modelo atmosférico WRF.

2.1. Radares del TRMM y GPM

Los radares meteorológicos son instrumentos diseñados para determinar la posición y estudiar sus propiedades de los objetivos de la atmósfera mediante la medición de la radiación dispersada por los mismos. El dispositivo más común utilizado para la estimación de los hidrometeoros son los radares mono estáticos que funcionan como transmisor y receptor, ubicados en el mismo sitio comparten una antena en común. Los radares meteorológicos (radares de precipitación) operan en el rango micronda del espectro electromagnético, específicamente en el rango de aproximadamente 3-10 cm (Raghavan, 2003). Estos radares permiten la detección de partículas de precipitación cuyo tamaño umbral depende de la longitud, de modo que a menor longitud de onda, el radar es capaz de detectar partículas menores, aunque acentuación de la radiación en el interior de la nube o zona de precipitación aumenta. Para la observación de los hidrometeoros atmosféricos (partículas de nube, gotas de lluvia, granizo, etc) se utilizan radares que se diferencian en el rango de operación y el principio físico que gobiernan, el primero; radar de precipitación que opera en un rango centimétrico, el segundo, el radar de nube (perfilador de nube) que opera en el rango milimétrico, este último permite detectar las partículas de nube y estudiar los procesos microfísicos en la estructura vertical. Por otra parte, los llamados radares o perfiladores de nube, operan en el rango de longitudes de ondas milimétricas, y son capaces de detectar las partículas de nube de dimensiones menores que las de pre-

precipitación. Generalmente apuntan en una dirección fija, de modo que proporcionan una estimación de la distribución de partículas a lo largo de su haz de radiación en la región donde éste intercepta la nube.

El satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) y el Núcleo *Global Precipitation Measurement* (N-GPM) fueron puestos en la órbita espacial a través de una misión conjunta entre *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) y *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA) (Hou et al., 2014; Kummerow et al., 1998). El TRMM está dotado de un radar de precipitación (PR, sigla en inglés) que operó más de 17 años desde noviembre de 1997 hasta abril de 2015. Durante este periodo proporcionó información invaluable de los sistemas de precipitación sobre el trópico terrestre desde latitud 35° sur y 35° norte. Por ejemplo, se revelaron por estudios anteriores que las tormentas convectivas más severas son a menudo encontrados en las regiones semiáridas y la distribución global de las nubes de precipitación se diferencian fundamentalmente entre Océano y el continente.

El PR está gobernado por el proceso físico scattering de Rayleigh, mediante este principio se estima dentro de un volumen de resolución a los hidrometeoros atmosféricos, inicialmente con una resolución horizontal de 4.3km y 0.25km de resolución vertical. A partir de agosto de 2001 se cambió la altitud de la órbita del satélite TRMM, siendo la resolución horizontal de $\sim 5km$. El PR opera en banda Ku (2.7 cm) en el límite inferior de la banda de radares y su escaneo consiste de 49 rayos con un ancho de haz de 250km. En la tabla 2.1 se muestran los detalles técnicos del PR-TRMM.

Tabla 2.1: Características del PR-TRMM (Kummerow et al., 1998)

Nombres	Descripción
Frecuencia	13.79 GHz (longitud de onda 2.7 cm)
Ancho de swath	215km (250 km)
Rango de observación	15 km (20 km)
Resolución horizontal	4.3km (5km)
Resolución vertical	0.25 km
Ancho del beam	0.71°
Angulo de escaneo	$\pm 17^\circ$
Potencia Máximo	$\geq 500W$
Sensibilidad	17 dBZ
Altura	350 km (402.5 km)

El satélite N-GPM, fue lanzado el 27 de febrero de 2014, convirtiéndose en el sucesor del TRMM. El objetivo de esta misión es continuar con las estimaciones de sistemas de precipitación, y ampliar el conocimiento de la precipitación mundial teniendo presente

los antecedentes de los resultados del TRMM. El N-GPM tiene a bordo el *Dual-Frequency Precipitation Radar* (DPR, siglas en inglés) que está compuesto de dos radares en banda Ka (KaPR, sigla en inglés) y en banda Ku (KuPR, sigla en inglés). En el KaPR predomina el principio de Scattering de Mie, puesto que opera con alta frecuencia (35.5 GHz) y la longitud de onda a 6 mm, lo que permite detectar las gotas de lluvia ligeras y nieve, de modo que por esta capacidad adicional de detectar que tiene se incluyó en el satélite N-GPM. En cambio en el KuPR siendo similar al PR-TRMM predomina el proceso físico de Rayleigh, y ésta tiene la capacidad de detectar gotas de lluvia relativamente con diámetros grandes, asimismo a partir de esta observación principalmente se clasifican la precipitación convectiva. En la tabla 2.2 se detallan las características del DPR.

Tabla 2.2: Características del DPR (Hou et al., 2014)

Nombres	KuPR	KaPR
Frecuencia	13.79 GHz (2.7cm)	35.547GHz (6mm)
Ancho de swath	245 km	120km
Ancho del beam	0,71°	0,71°
Angulo de escaneo	±17°	±8,5°
Resolución horizontal	5 km	5 km
Resolución vertical	0.25 km	0.25/0.5 km
Potencia Máximo	> 1013W	> 146 W
Sensibilidad	18 dBZ	12 dBZ
Altura	407 km	407 km

2.1.1. Cálculo de la reflectividad

La potencia recibida P_r por una antena del radar desde un rango $\mathbf{r}$ es proporcional al factor de reflectividad del radar $Z_{mo}(r)$. La relación matemática de ambos se expresa tomando como (Iguchi et al., 2010).

$$P_r(r) = \frac{C|K|^2}{r^2} Z_{mo}(r) \quad (2.1)$$

Donde C es la constante del radar, que involucra específicamente características del sistema radar como son: la ganancia de la antena, la potencia emitida, longitud de onda ó la frecuencia con la que opera el radar y otros parámetros, y $\mathbf{K}$ está definida como una función de refracción compleja según (Raghavan, 2003):

$$K = \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \quad (2.2)$$

Donde m es el índice de refracción compleja, cuando son dados las especificaciones electricas del radar y el rango , $Z_{mo}(r)$ puede ser calculado a partir de P_r . Z_{mo} esta relacionada con el factor de reflectividad del radar efectiva Z_e por la siguiente ecuación:

$$Z_{mo}(r) = Z_e(r)A(r) \quad (2.3)$$

Donde A es el factor de atenuación. Z_e esta expresada en terminos de sección transversal retro-scattering ($\sigma_b(D)$) de precipitación con diametro D y la distribución por tamaños de partículas $N(D)$

$$Z_e = \frac{\lambda^2}{\pi^5 |K|^2} \int \sigma_b(D) N(D) dD \quad (2.4)$$

y R expresado en términos de $N(D)$

$$R = \int V(D) v(D) N(D) dD \quad (2.5)$$

Donde $V(D)$ es el volumen , $v(D)$ es la velocidad terminal en función del diametro de la partícula.

Si $N(D)$ es caracterizada por un solo parámetro, por ejemplo (D^*) , entonces la corección de atenuación usada para obetener Z_e a partir de Z_{mo} se vuelve a un solo problema de base, este principio de estimacion de lluvia es utilizado para el PR-TRMM. En cambio, si $N(D)$ esta descrita por dos parámetros, siempre y cuando la medición de la lluvia se estime a partir de dos longitudes de onda, como es el caso del N-GPM. Para este situación $N(D)$ esta caracterizada N^* y D^* , Z_e con dos longitud de onda es de Z_{e1} y Z_{e2} son funciones de N^* y D^* (Iguchi et al., 2010).

$$Z_{e1}(N^*, D^*) = \frac{\lambda_1^4}{\pi^5 |K|^2} \int \sigma_{b1}(D) N(D; N^*, D^*) dD \quad (2.6)$$

$$Z_{e2}(N^*, D^*) = \frac{\lambda_2^4}{\pi^5 |K|^2} \int \sigma_{b2}(D) N(D; N^*, D^*) dD \quad (2.7)$$

Una vez que se conocen Z_{e1} y Z_{e2} , se pueden resolver las ecuaciones (2.6) y (2.7) para N^* , D^* , y R puede ser calculada a partir de $N(D; N^*, D^*)$. Para el calculo de la corrección de atenuación, ver (Iguchi et al., 2010). Como Z_e se determina haciendo una corrección de atenuación desde Z_m , por consiguiente determinar el factor de reflectividad es un problema fundamental para una mejor estimación de la razón de la lluvia.

2.2. Radar perfilador del aire claro

Los radares atmosféricos conocidos como radares de aire claro, son aquellos radares que operan a longitudes de onda en las bandas de radio, del orden de los centimétricos y metros, con frecuencia que varían desde 30MHz hasta 3000MHz (Bech and Chau, 2012; Yamamoto, 2012) y principalmente operan en dos bandas: *Ultra High Frequency* (UHF, sigla en inglés) y *Very high Frequency* (VHF, sigla en inglés) los cuales son perfiladores de viento útiles para estudio de fenómenos de aire claro no directamente asociado a precipitación (Raghavan, 2003) como es el caso de la turbulencia presente en la capa límite y usados para medir perfiles verticales y horizontales del viento en la troposfera. Cada banda tiene sus propias características: donde el UHF permite estudios en la baja atmósfera tales que los científicos conocen como el radar de capa límite ya que la turbulencia mínima incrementa exponencialmente con aumento de latitud, y el tamaño de la antena del radar UHF pequeños y fácil de instalar, Por consiguiente el uso de este tipo de radar está ampliamente difundido tal como menciona (Bech and Chau, 2012).

El radar de aire claro de capa límite y troposfera *Boundary Layer and Troposphere Radar* (BLTR) se encuentra instalado en la zona de estudio y forma parte del laboratorio de microfísica atmosférica y radiación (LAMAR), este radar se le conoce como radar perfilador de viento que opera en la banda VHF aproximadamente con una frecuencia de 50MHz. *El BLTR es un radar sensible a vientos y turbulencias atmosféricas donde captura perfil de vientos de atmósfera libre a un instante de tiempo de manera que nos permite determinar su evolución* (Scipion, 2016, comunicación personal). Así mismo, a la frecuencia que opera no es sensible a partículas de nube pero es posible medir velocidades de vientos horizontales y verticales en ambos casos tanto del aire claro y de regiones con presencia de nubes. En la tabla 2.3 se mencionan los detalles del BLTR.

El radar emite pulsos de ondas electromagnéticas cuya trayectoria es afectada dependiendo del medio. El factor importante para estos estudios es el índice de refracción, cuya distribución turbulencia y ondas siendo fuentes principales de ecos para radares que operan con longitud de onda larga que podrían ser pocos centímetros (Woodman and Guillen, 1974). Por otro lado el índice de refracción está determinado por la presión, temperatura, presión parcial de humedad y la densidad de electrones (Fukao et al., 2014), por tanto, dependiendo de cómo está distribuido espacialmente las perturbaciones surgen de dos tipos de scattering; Scattering Bragg y Scattering Fresnel.

El scattering de Bragg según (Fukao et al., 2014) indica que el scattering surge desde la perturbación del índice de refracción causado por turbulencia atmosférica a lo largo de la dirección de propagación de la onda electromagnética, donde el índice de refracción $n \equiv n(r)$ está en función de $\mathbf{r}$ siendo este último la distancia entre el radar y un punto

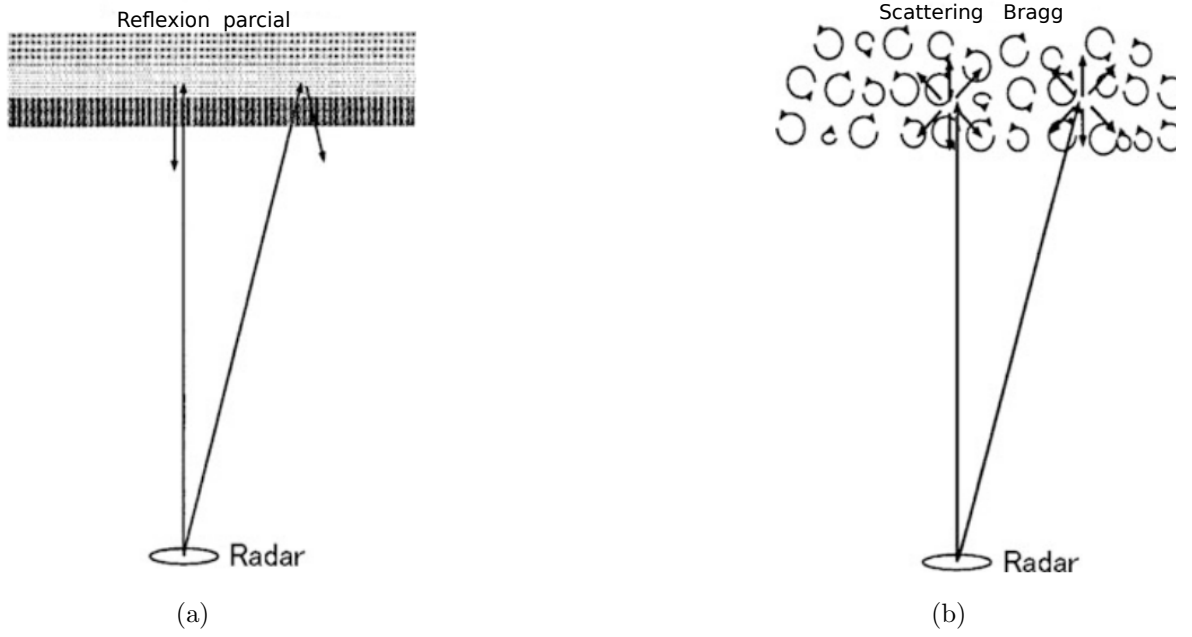


Figura 2.1: Representación de los dos tipos de scattering (a) Scattering de Fresnel (reflexión parcial) (b) Scattering de Bragg, modificado de (Fukao et al., 2014)

de la region de una perturbación del índice de refracción. Por otro lado, la reflexion parcial tambien conocido como scattering de Fresnel esta basado sobre el concepto de una atmósfera estratificado horizontalmente, donde el índice de refracción depende solo de la coordenada vertical $n \equiv n(z)$ siendo z la altura de perturbación del índice de refracción .

2.2.1. Ecuación del radar

Cuando una antena de radar transmite isotropicamente un pulso de potencia P_t , es decir, en todas las direcciones alcanzando hasta una distancia r , entonces en este caso la potencia en un punto a una distancia r de la fuente es:

$$\frac{P_t}{4\pi r^2} \quad (2.8)$$

Por otro lado, el radar tiene una ganancia G , la cual indica la concentración de la señal a lo largo de r , así mismo cuando se considera el beam (haz) electromagnético aparece otro termino denominado, patron de ganancia de potencia normalizado $f^2(\theta, \phi)$, que indica en que medida la ganancia máxima se direcciona con θ, ϕ , por consiguiente la ecuación (2.8) queda con mas elementos tal como se muestra:

$$\frac{P_t G}{4\pi r^2} f^2(\theta, \phi) \quad (2.9)$$

La energía enviada en forma de onda electromagnetica por una antena de radar es interferida en nuestra atmosfera por la presencia de distintos moleculas, hidrometeoros, vapor de agua, índice de refracción del aire claro, etc. Por ello, se introduce el término retro-scattering de sección transversal σ que representa a los objetivos mencionados. Por otro lado, la potencia de scattering en distintas direcciones es igual a $\sigma/4\pi r^2$ este componente se incluye en la ecuación (2.9) quedando de la manera siguiente:

$$\frac{P_t G f^2(\theta, \phi)}{4\pi r^2} \left(\frac{\sigma}{4\pi r^2} \right) \quad (2.10)$$

La ecuación (2.10) indica la potencia de retorno a partir de objetivos atmosféricos, para recibir la potencia enviado la antena se vale por un parámetro denominada area efectiva de la antena A_e quedando así la ecuación:

$$\frac{P_t G f^2(\theta, \phi)}{4\pi r^2} \left(\frac{\sigma}{4\pi r^2} \right) A_e \quad (2.11)$$

Donde A_e esta relacionado con la ganancia G , longitud de onda de eneía λ y $f^2(\theta, \phi)$ (Doviak and Zrnic, 2014)

$$A_e = \frac{G \lambda^2}{4\pi} f^2(\theta, \phi) \quad (2.12)$$

El area efectiva A_e se reemplaza en la ecuación (2.11) por consiguiente, la ecuación queda de la siguiente manera

$$\frac{P_t G^2 \lambda^2 \sigma}{(4\pi)^3 r^4} f^4(\theta, \phi) \quad (2.13)$$

La sección transversal de retro-scattering σ se relaciona con la reflectividad a través del volumen resolutivo V_{res} (Raghavan, 2003)

$$\sigma = \eta V_{res} \quad (2.14)$$

Se sabe que el elemento de volumen para una esfera es igual a $dV = r^2 \sin\theta dr d\theta d\phi$. Por lo tanto, usando el dV , asi mismo considerando las ecuaciones anteriores explicado y tomando como referencia a (Doviak and Zrnic, 2014), se llega a expresar la potencia promedio recibido por una antena de radar.

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 r^2 l^2} \int_0^r |W_s(r)|^2 dr \int_0^{2\pi} \int_0^\pi f^4(\theta, \phi) \sin\theta d\theta d\phi \quad (2.15)$$

La integración $\int_0^r |W_s(r)|^2 dr$ es igual a $c\tau/2$, donde c velocidad de la luz y τ el ancho del pulso de la antena. por otro lado, cuando el patron de la radiación de la antena es circular simetricamente y ademas es aproximadamente a Gaussiano, entonces la integración es

igual a:

$$\int_0^\pi \int_0^{2\pi} f^4(\theta, \phi) \sin(\theta) d\theta d\phi = \pi \theta_1^2 / 8 \ln 2 \quad (2.16)$$

Finalmente se llega a la ecuación que gobierna para el radar atmosférico tanto para el radar BLTR, por tanto, queda definido:

$$P_r = P_t \frac{G^2 \lambda^2 \eta c \tau \pi \theta_1^2}{(4\pi)^3 r^2 l^2 16 \ln 2} \quad (2.17)$$

Donde: η es la reflectividad del radar por unidad de volumen, P_t potencia transmitida, G ganancia de la antena, λ longitud de onda, r distancia entre la ubicación del radar y el volumen de resolución y θ_1 es el ancho (3-dB en radianes) del patrón en una sola dirección.

Para estudios de campos y perfiles de vientos, se introduce el índice de refracción constante C_n^2 , este variable sumamente importante ya que esta relacionado físicamente con las variaciones de capa límite de turbulencia además es proporcional al η , de tal manera se expresa de la siguiente manera:

$$\eta = 0,38 C_n^2 \lambda^{-\frac{1}{3}} \quad (2.18)$$

Según (Cohn and Angevine, 2000) valores promedio de C_n^2 en un volumen de pulso esta dado por:

$$C_n^2 = \left\langle \frac{[n(r + \delta) - n(r)]^2}{|\delta|^{\frac{2}{3}}} \right\rangle \quad (2.19)$$

Donde: $\langle \rangle$ es el promedio espacial en un volumen de resolución del radar, δ es la compensador espacial (el desplazamiento), y n es el radio de índice refracción que depende de tres variables: presión P (kPa), temperatura T (K) y humedad q ($g \text{ kg}^{-1}$) y puede calcularse por la expresión:

$$n = 1 + \left[\frac{776P}{T} \left(1 + \frac{7,73q}{T} \right) \right] 10^{-6} \quad (2.20)$$

A partir de la ecuación (2.20) se puede decir que la humedad hace variar significativamente al P_r , ya que el gradiente de q es mucho mayor, de tal modo el juega un papel importante en el ciclo diurno de la capa límite.

2.3. Radar perfilador de nubes

El radar perfilador de nube que opera con longitud de onda en rango milimétrica, puede considerarse como radar meteorológico aunque hay diferencia en la forma de escaneo. Es-

tos radares pueden detectar las gotas de lluvia y las partículas pequeñas que se encuentran dentro de la nube como cristales de hielo y niebla, entre otros; debido a la alta frecuencia de operación presentan atenuación más fuerte por hidrometeoros grandes (Pasqualucci et al., 1983). En cambio, los radares que operan con longitud de onda centimétrica que son apropiado para observación de lluvias intensas y ligeras, tienen la sensibilidad limitada para las partículas de nube (Oh et al., 2016; Sakurai et al., 2012). Los radares de nube tuvieron gran despliegue en los últimos 20-30 años, debido a que el programa -“Atmospheric Radiation Measurement” (ARM, sigla en inglés) enfatizó la importancia de caracterizar las nubes y su comprensión de los campos de radiación asociado a (Stokes and Schwartz, 1994). A partir de entonces comienza una nueva era en aplicaciones de radares de nubes para problemas de investigación de la atmósfera y específicamente el ARM tuvo la preferencia de usar radar en banda Ka (Kollias et al., 2007, 2016), afortunadamente con este tipo de radar contamos en Perú.

El Radar Perfilador de nubes llamado como Mira35C se encuentra instalado en el laboratorio de LAMAR Observatorio Huancayo del IGP y viene operando desde fines de noviembre del 2015. El Mira35C es el de tipo meteorológico que proporciona información de distintas variables: el factor de reflectividad, razón de lluvia, velocidad de caída de las partículas de precipitación y nubes, etc. Estas variables permiten estudiar la estructura vertical de nubes y precipitaciones. A continuación en la tabla 2.3 se mencionan los detalles técnico del Mira35C.

Tabla 2.3: Características técnicas de radares: BLTR y Mira35C

Radar parameters	BLTR	Mira35C
Wavelength (m)	6	0.008
Peak Power (kW)	12	30
High mode (m)	75	
Low mode (m)	450	
Time resolution (min)	4	0.1
Spacial resolution (m)		30
Latitude (degree)	-12.04	
Longitude (degree)	-75.32	
PRF (kHz)	10	2.5-10
Number gates	132	415
Beam width (degree)	1.0	0.5
Using technique	spaced antenna	Monostatic antenna
Diameter antenna (m)		1
Antenna configuration	Phased dipole array	Dual polarization

2.3.1. Cálculo de parámetros de lluvia y microfísica

El radar transmite pulsos electromagnéticos y a la vez recepciona señales denominado como la energía de back-scattering generado debido a la presencia de gotas de agua, cristales de hielo u otras partículas. La amplitud y los cambios de fase entre impulsos se determinan desde la señal de retrodispersada, asimismo la reflectividad representa la proporcionalidad al número y tamaño de los hidrometeoros y la velocidad media de las objetivos. El procesamiento de la señal incluye diferentes pasos; Cálculo de la transformada de Fourier de la señal promediada no coherente de los espectros, estimación de tres momentos, relación de señal a ruido (SNR, sigla en ingles), velocidad Doppler y ancho espectral y cálculo del factor de reflectividad Ze. La estimación de la relación señal-ruido (SNR) se realiza mediante métodos estadísticos (Hildebrand y Sekhon). El método de Hildebrand-Sekhon consiste en la sustracción de ruidos asumiendo umbrales. El SNR se relaciona de manera proporcional con la reflectividad espectral (η) y se define del siguiente modo:

$$\eta = \int_{vol} \sigma(D)N(D)dD \quad (2.21)$$

El interés a partir de ecuación obtener el $N(D)$, para se hace un conjunto de procedimiento, para ello, ya se conoce que el incremento de la velocidad de caída de las gotas de lluvia depende del diámetro de las mismas. De tal manera que para calcular la distribución de tamaño de gotas de lluvia se utiliza la ecuación de (Gunn and Kinzer, 1949) considerando como una atmósfera estandar donde la presión y la densidad cambia en función a la altura (Atlas et al., 1973).

$$v(D) = (9,65 - 10,3 \exp(-0,6D))\delta v(h) \quad (2.22)$$

Donde v es la velocidad Doppler de las gotas de lluvia [m/s], esta velocidad fue corregida usando la velocidad vertical del radar BLTR, D es el diametro de gotas de lluvia [mm], y $\delta v(h)$ corrección en altura. Esta última se define como:

$$\delta v(h) = [1 + 3,6810^{-5}h + 1,7110^{-9}h^2] \quad (2.23)$$

La reflectividad espectral mediante un artificio matemático se transforma a una función del diámetro, considerando que $\eta(n, i) = \eta(n, i) / \Delta v$, por tanto η queda así:

$$\eta(D, i) = \eta(v, i) \frac{\partial v}{\partial D} \quad (2.24)$$

Aplicando la derivada en función del diámetro a la ecuación (2.22) y además se reem-

plazando en la ecuación (2.24) se obtiene:

$$\eta(D, i) = \eta(v, i)[6,18] \exp(-0,6D) \delta v(i, \Delta h) \quad (2.25)$$

La energía back-scattering va depender de la forma, orientación, dimensión y propiedades de la naturaleza de hidrometeoros. Estas propiedades se representan con un parámetro denominado sección transversal de retro-scattering $\sigma[m^2]$ definida por (Knott, 2012).

$$\sigma = 4\pi r^2 \frac{|E^{scat}|^2}{|E^{inc}|^2} = 4\pi r^2 \frac{|H^{scat}|^2}{|H^{inc}|^2} \quad (2.26)$$

Esta ecuación fue resuelto matematicamente por Mie en 1908 considerando que la partícula sea completamente una esfera.

Para obtener el $N(D)$ se reemplaza la ecuación (2.25) en (2.21) y despejando el $N(D)$ se obtiene lo siguiente:

$$N(D, i) = \frac{\eta(D, i)}{\sigma(D)} \quad (2.27)$$

El σ va depender del proceso físico de scattering que gobierna. Por ejemplo, cuando las dimensiones de la partícula son mucho mayores que la longitud de onda electromagnética, se deduce a una solución de óptica geométrica. En cambio, si la partícula es bastante pequeña en comparación con la longitud de onda electromagnética corresponde al scattering de Rayleigh.

En cuanto, específicamente el radar Mira35C opera en las dos regiones, en scattering de Mie para partículas de nube y scattering de Rayleigh para las gotas de lluvia (estratiforme, convectiva). Aquí el σ de manera general se expresa según (Fukao et al., 2014):

$$\sigma = \frac{\pi a^2}{\rho^2} \left| \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n (2n+1) (a_n - b_n) \right|^2 \quad (2.28)$$

Donde ρ indica densidad de la esfera, a radio de la esfera, a_n y b_n son coeficientes de Mie, según (Raghavan, 2013) de manera general se define: $m = n - i\kappa_a$ Donde n representa la parte real, físicamente corresponde el índice de refracción, y κ_a representa parte imaginaria que indica índice de la atenuación también conocido como coeficiente de absorción.

A partir de ecuación (2.27) y (2.28) se encuentra el DSD, por consiguiente ahora es posible cuantificar los parámetros según (Das et al., 2010): contenido de agua líquida (q), promedio del diametro en un volumen de resolución (D_m) y factor de reflectividad (Z).

$$q = 10^{-3} \frac{\pi}{6} \rho_w \int_0^\infty D^3 N(D) dD \quad (2.29)$$

$$D_m = \frac{\int_0^\infty D^4 N(D) dD}{\int_0^\infty D^3 N(D) dD} \quad (2.30)$$

$$Z = \int_0^\infty D^6 N(D) dD \quad (2.31)$$

$$N_w = \frac{4^4}{\pi \rho_w} \left(\frac{q}{D_m^4} \right) \quad (2.32)$$

Es adecuado asumir que ρ_w indica la densidad del agua, ya que por debajo de isoterma de 0° cambia la fase de hidrometeoro desde solido a líquido.

2.3.2. Descomposición de la reflectividad

El factor de reflectividad se descompone en dos factores, uno que representa la concentración numérica y el otro que representa la forma de la distribución de gotas. La reflectividad y los diagramas de descomposición vertical del contenido vertical de agua son introducidos para resaltar la interacción que existe entre ellos. Para ello se utiliza un modelo de distribución de gotas de lluvia por tamaños. Lo primero de estos modelos de caracter exponencial, fue desarrollado por (Marshall and Palmer, 1948), el cual fue generalizado más tarde a una distribución de tipo gamma por (Ulbrich, 1983), la que es utilizado en este trabajo aplicando la formulación de (Chandrasekar et al., 2005; Seto et al., 2013).

$$N(D; N_w, D_m, \mu) = N_w f(D; D_m, \mu) \quad (2.33)$$

Donde

$$f(D; D_m, \mu) = \frac{6}{4^4} \frac{(4 + \mu)^{\mu+4}}{(\mu + 4)} \left(\frac{D}{D_m} \right)^\mu \quad (2.34)$$

Donde N_w es el número de partículas [$\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$], μ es el parámetro de la distribución de Gamma. Luego, la reflectividad z se define en forma de sumatoria (Williams, 2016)

$$z = N_w \sum_{D_{min}}^{D_{max}} f(D_i; D_m, \mu) D_i^6 \Delta D \quad (2.35)$$

$$Z = 10 \log(N_w) + 10 \log \left[\sum_{D_{min}}^{D_{max}} f(D_i; D_m, \mu) D_i^6 \Delta D \right] \quad (2.36)$$

$$Z = N_w^{dB} + I_b^{dB}(D_m, \mu) \quad (2.37)$$

Los componentes Z y N_w^{dB} se pueden calcular a partir de las ecuaciones (2.36) y (2.31) respectivamente, por consiguiente el segundo componente de la parte derecha es posible conocer.

2.4. Modelo regional WRF

El modelo numérico “Weather Research Forecasting” (WRF) (Skamarock, 2008), fue desarrollado a principios de los años 90 bajo la dirección de “National Center for Atmospheric Research” (NCAR) en colaboración con “National Centers for Environmental Prediction” (NCEP), “Forecast System Laboratory” (FSL), universidad de Oklahoma y “Federal Aviation Administration” (FAA). El WRF es un sistema de modelización atmosférico no-hidroestático (con opción hidroestático) que se viene utilizando para investigar los procesos físicos de la atmósfera y fenómenos meteorológicos y también para pronosticar el estado de las condiciones atmosféricas a corto plazo. El modelo resuelve ecuaciones diferenciales de la dinámica (conservación de masa, momentum), termodinámica y ecuación de estado, utilizando en coordenada vertical de presión (tipo σ), que sigue la forma de la topografía. Asimismo para representar los fenómenos reales se vale de parametrizaciones físicas como la capa límite planetaria, capa superficial responsable del intercambio de energía, temperatura, humedad entre la atmósfera y la superficie de la Tierra. A partir de la modelización se obtienen información tridimensional de distintas variables meteorológicas como son: campos de viento (u, v, w), energía cinética de la turbulencia (TKE, sigla en inglés), razón de mezclas de vapor de agua, graupel, nieve, etc.

2.4.1. Ecuaciones del WRF

El sistema de modelización del modelo WRF3 está basado por las ecuaciones de Euler bajo una condición que un fluido sea compresible, dichas ecuaciones están formuladas en un sistema de coordenada vertical de masa (Laprise, 1992). Antes de adentrar en las ecuaciones de Euler, primero, se introduce la definición de la coordenada de presión hidroestática también conocido como el sistema de coordenada vertical de masa, tanto para sistemas de coordenadas y ecuaciones que gobiernan en el WRF se definirá según (Skamarock, 2008).

$$\eta = (p_h - p_{ht})/\mu \quad (2.38)$$

Donde $\mu = p_{hs} - p_{ht}$, p_h presión hidrostática, p_{hs} presión a lo largo de la superficie y p_{ht} presión en el tope del espesor de interés de la atmósfera.

Las ecuaciones de Euler incluyen la razón de mezcla del aire humedo, proyección cartográfica, el efecto de Corioles y la curvatura de la Tierra. Así pues, los factores de escala cartográfica m_x y m_y son definidos como la razón de la distancia de espacio computacional y la distancia sobre la superficie de la Tierra.

$$(m_x, m_y) = \frac{\Delta x, \Delta y}{\text{distancia a la Tierra}}$$

Las variables del momento se describen adicionando el factor escala cartográfica.

$$U = \mu_d u / m_y, \quad V = \mu_d v / m_x, \quad W = \mu_d w / m_y, \quad \Omega = \mu_d \dot{\eta} / m_y$$

Donde, U , V y W son velocidades covariantes, u , v , w son velocidades contravariantes, $\dot{\eta}$ es la velocidad contravariante angular de la Tierra, μ_d representa para la masa del aire seco similar al μ . Asu vez, una ecuación de relación para la densidad inversa que corresponde al volumen específico y la presión completa que contiene el vapor del agua y el aire seco.

$$\partial_\eta \phi = -\alpha_d \mu_d \quad p = p_0 (R_d \theta_m / p_0 \alpha_d)^\omega$$

Donde, α_d es la densidad inversa ($1/\rho_d$) y $\alpha = \alpha_d(1 + q_v + q_c + q_r + q_i + \dots)^{-1}$, donde q^* son razones de mezcla. Adicionalmente $\theta_m \equiv \theta(1 + 1.61q_v)$ y $Q_m = \mu_d q_m$, siendo $q_m = q_v, q_c, q_i, \dots$. Seguidamente se describen las ecuaciones que gobiernan en el modelo WRF, de modo que por simplisidad todas ellas se describen en coordenadas cartesianas.

$$\partial_t U + m_x [\partial_x (Uu) + \partial_y (Vu)] + \partial_\eta (\Omega u) + \mu_d \alpha \partial_x p + (\alpha / \alpha_d) \partial_\eta p \partial_x \phi = F_U \quad (2.39)$$

$$\partial_t V + m_y [\partial_x (Uv) + \partial_y (Vv)] + (m_y / m_x) \partial_\eta (\Omega v) + \mu_d \alpha \partial_y p + (\alpha / \alpha_d) \partial_\eta p \partial_y \phi = F_V \quad (2.40)$$

$$\partial_t W + (m_x m_y / m_y) [\partial_x (Uw) + \partial_y (Vw)] + \partial_\eta (\Omega w) - m_y^{-1} g [(\alpha / \alpha_d) \partial_\eta p - \mu_d] = F_W \quad (2.41)$$

$$\partial_t \Theta + m_x m_y [\partial_x (U\theta) + \partial_y (V\theta)] + m_y \partial_\eta (\Omega \theta) = F_\Theta \quad (2.42)$$

$$\partial_t \mu_d + m_x m_y [U_x + V_y] + m_y \partial_\eta (\Omega) = 0 \quad (2.43)$$

$$\partial_t \phi + \mu_d^{-1} [m_x m_y (U \partial_x \phi + V \partial_y \phi) + m_y \Omega \partial_\eta \phi - m_y g W] = 0 \quad (2.44)$$

$$\partial_t Q_m + m_x m_y [\partial_x (U q_m) + \partial_y (V q_m)] + m_y \partial_\eta (\Omega q_m) = F_{Q_m} \quad (2.45)$$

Donde, F_U , F_V , F_W y F_Θ son términos forzantes provenientes de la física del modelo,

mezcla de turbulencia, proyecciones esféricas y la rotación de la Tierra. $\phi = gz$ la geopotencial, p presión, $\alpha = 1/\rho$ es la densidad inversa, $\Theta = \mu_d\theta$ y θ es la temperatura potencial, g la gravedad. Los términos de curvatura y Coriolis en las ecuaciones de momento son emitidos para una malla espacio no isotrópica.

$$F_{Ucor} = \frac{m_x}{m_y} [fV + \frac{uV}{r_e} \tan(\psi)] - \frac{uW}{r_e} - eW \cos(\alpha_r) \quad (2.46)$$

$$F_{Vcor} = \frac{m_y}{m_x} [-fU - \frac{uU}{r_e} \tan(\psi) - \frac{vW}{r_e} + eW \sin(\alpha_r)] \quad (2.47)$$

$$F_{Wcor} = +e(U \cos(\alpha_r) - (m_x/m_y)V \sin(\alpha_r)) + (\frac{uU + (m_x/m_y)vV}{r_e}) \quad (2.48)$$

Donde, $f = 2\Omega_e \sin(\psi)$, $e = 2\Omega_e \cos(\psi)$, Ω_e ángulo rotacional de la Tierra, r_e radio de la Tierra, α_r ángulo rotacional local entre el eje Y y el eje meridional, ϕ es la latitud y r_e es el radio de la Tierra.

Capítulo 3

Datos y Metodología

En este capítulo se definen los términos y los procedimientos que se consideraron para el desarrollo de la tesis. En la primera parte se introduce las nubes de tipo torre conjuntamente con cumulonimbo o comulonimbus (CbT, sigla en inglés) y las nubes convectivas intensas (ICC, siglas en inglés), metodología de la elaboración de diagrama de frecuencia normalizada, determinación de sub-áreas sobre la zona de estudio y en la parte final, la metodología de separación entre precipitación convectiva y estratiforme.

3.1. Nubes cumulonimbos tower y nubes convectivas intensas

El satélite PR-TRMM para medición no utiliza el principio Doppler, por lo que no se cuenta con mediciones de velocidad vertical de hidrometeoros (Zipser et al., 2006), De tal manera para definir la intensidad de una tormenta en el presente trabajo utilizaremos mediciones de reflectividad tri-dimensional del PR-TRMM y N-GPM como proxies para las intensidades convectivas. Las nubes cumulonimbos (Cb) de los trópicos por su extensión vertical tienen la capacidad de transportar las propiedades termodinámicas (momento, energía, etc) desde la tropósfera hasta la parte superior de la troposfera y en algunos casos logran penetrar la baja estratosfera. Inicialmente el transporte de energía del Cb fue estudiado por (Riehl and Malkus, 1958), que definieron el término *hot tower* o *torre caliente*, que son nubes cumulonimbus profundas importantes para la circulación general y balance energética global (Zipser, 2003). Según el glosario de la sociedad meteorológica de America (AMS, siglas en inglés) las nubes cumulonimbus siempre evolucionan a partir del desarrollo ulterior de cumulus congestus, que son cumulus con gran desarrollo vertical y se caracterizan por tener una forma de torres de gran tamaño. Aquí usaremos

el termino CbT para referirnos a Cb profundos que pueden incluir cumulus congestus. De tal manera, para identificar las nubes CbT nos basamos en la metodología de (Bhat and Kumar, 2015; Heymsfield et al., 2010). La misma consiste en que el CbT se define con un umbral de reflectividad que sea mayor o igual a 20 dBZ en 12km de altura, y la base de la nube a 3km de altura, este último condición para nuestra región de estudio se modificó de modo que se tomó la base de la nube a 5km de altura, esto debido a que el escaneo del PR obtiene información en promedio desde 5km de altura hacia arriba por ejemplo en la región N. Por otro lado, para identificar las celdas convectivas intensas (CCI) se determinó nuestro propio umbral en términos de reflectividad para cada sub-áreas de la cuenca. El criterio fundamental consiste en construir perfiles verticales de la reflectividad a 3, 6 y 8km de altura. En esta altura de referencia se cumple que al menos el 5 % de los valores más extremos representan el umbral de la reflectividad para el periodo de 1998-2014 del PR-TRMM. Por lo tanto, las celdas convectivas intensas son eventos severos que en algunos casos están asociadas con corrientes verticales importantes y otras formas de severidad como el granizo.

3.2. Diagrama de frecuencia normalizada

El diagrama de frecuencia normalizada (DFC) también conocido como “Contoured frequency by altitude diagram” (CFAD, sigla en inglés) es bastante usado para analizar la distribución vertical del factor de reflectividad con la altura a partir de escaneos de los radares meteorológicos así como radares perfiladores de nube, viento y lluvia. El CFAD es una técnica que permite ver la distribución probabilística conjunta y da la información sobre la dependencia de una variable específica con la altura. Para interpretar la información tri-dimensional de la reflectividad con la información del radar PR del satélite TRMM (Bhat and Kumar, 2015; Saikranthi et al., 2014) usaron la técnica del CFAD, donde el número de ocurrencias de la reflectividad en cada dBZ de reflectividad para cada intervalo de 0.25km de altura, es calculado para cada caso y normalizado por el número máximo de todos los niveles verticales. En el presente trabajo seguimos la misma metodología de estos autores para obtener la distribución probabilística de los valores de la reflectividad con la altura. En el presente trabajo se usa el CFAD para los datos del satélite TRMM, núcleo GPM y radar perfilador de nube. El conjunto de diagramas obtenido nos permite entender la distribución de reflectividad con la altura de los sistemas de nubes de precipitación, de nubes convectivas intensas y torres de cumulonimbos sin tomar en cuenta la información del tiempo de ocurrencia de cada caso de eventos.

3.3. Determinación de sub-áreas

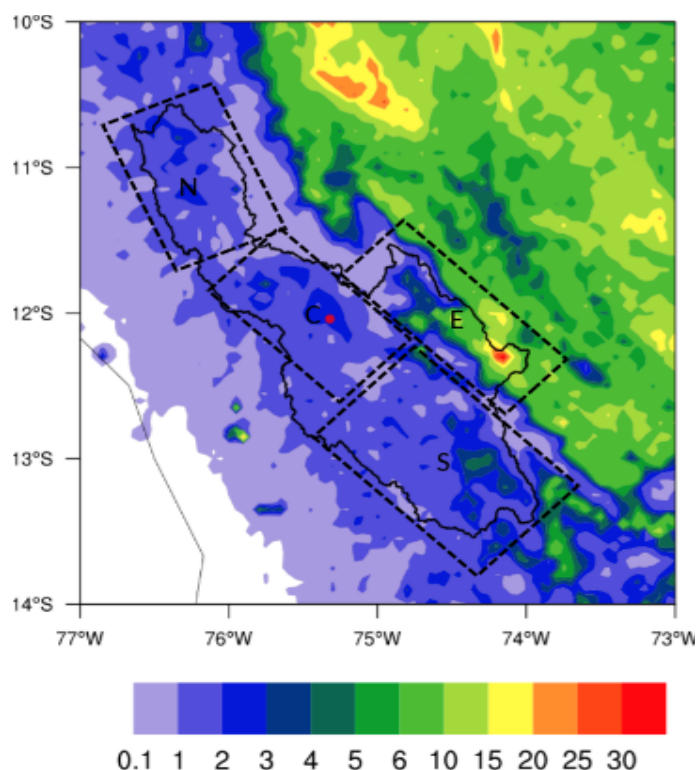


Figura 3.1: La cuenca de Mantaro dividido en cuatro sub-áreas, denominados como regiones N, C, S, E

Para realizar los cálculos estadísticos del factor de reflectividad y la razón de lluvia con los datos del KuPR del satélite N-GPM y el PR del TRMM fue necesario demarcar en sub-áreas la cuenca del Mantaro. Sobre éstas áreas el análisis estadístico se realizó para un periodo de 20 años que se han obtenido desde la unión de ambos satélites. La cuenca del Mantaro se dividió en cuatro sub-áreas, para estas sub-áreas se determinaron el ciclo diurno de precipitación convectiva y estratiforme, asimismo se determinó la climatología para umbrales de reflectividad considerando los valores 40dBZ y 30dBZ como altura tope en los sistemas de precipitación. En la figura 3.1, se muestran la distribución espacial promedio de lluvia sobre la cuenca del Mantaro, en ésta la lluvia estimada proviene del PR-TRMM solamente para el periodo lluvioso (noviembre, diciembre, enero y febrero) desde 1998 hasta 2012. Se observa en la region de Amazonía mayor cantidad de lluvia acumulada con respecto de las regiones de la cuenca del Mantaro. Estrictamente a nivel de la cuenca se observan campos de lluvias bien marcada, asimismo las altitudes aumenta desde la parte sur hacia norte de la cuenca Mantaro (en figura no se muestra). Principalmente por la forma de la distribución de lluvia fue posible la sub-división en cuatro regiones

sobre la cuenda del Mantaro. Los cuales son determinados como **N** (región norte), esta región presenta distribución de lluvia relativamente significativa y en general presenta altitudes superior de otras regiones, **C** es la región central, en esta región se encuentra LAMAR (punto rojo). En **C** se observan campos de precipitación importante, la región **S** se encuentra en la parte sur de la región **C**, esta región es la más grande donde el campo de precipitación se encuentra bien marcada sobre todo en la parte final de la cuenca. Finalmente la región **E** que se encuentran entre las áreas de Amazonía y los Andes se encuentra al este de **C**, en esta región se observa núcleo de precipitación más intensa alrededor de 25 mm.

3.4. Configuración de WRF

	WRF-27km	WRF-9km	WRF-3km
Resolución Horizontal	27km	9km	3km
Dominio	Andes tropical	Andes Central	Cuenca Mantaro
Forzante	NCEP_FNL	WRf-27km	WRf-9km
Resolución vertical	60 niveles	60 niveles	60 niveles
tiempo de salida (min)	180	120	10

Tabla 3.1: Características de la simulación del modelo WRF

	Parametrización	Refencia
Microfísica de nubes	Esquema de Morrison	(Morrison et al., 2009)
parametrización de cumulus	Grell-Freitas	(Grell et al., 2014)
Capa limite planetaria	Yonsei university (YSU)	(Hong et al., 2006)

Tabla 3.2: Parametrizaciones físicas utilizados en el experimento del modelamiento

En las tablas 3.1 y 3.2 se muestran las parametrizaciones físicas de cumulus y microfísica, así como el anidamiento de los dominios para realizar la simulación numérica del modelo WRF3.7.

3.5. Datos in situ y radares de N-GPM y TRMM

El Mira35C escanea desde la superficie del suelo en perfil vertical en un rango desde 150 m hasta 13 km de altura. El principio del radar se basa en polarización dual, es decir, transmite la señal en polarización lineal, y receptiona en polarización dual: vertical (co) y horizontal (cross), para mayor detalle revisar (Görsdorf et al., 2015). El radar fue instalado en LAMAR a fines de noviembre de 2015 desde entonces se almacenan principalmente en dos formatos: en forma de espectro (zscp) y netcdf (mmclx). En el presente estudio se usa la información de ambos formatos, el de espectro contiene la potencia promedio recibida por la antena del Mira35C, desde esta potencia se determinó el DSD solamente para la precipitación estratiforme. Y a partir del DSD se determinaron la concentración normalizada y el factor de reflectividad. En cambio el de netCDF contiene la velocidad Doppler, ancho espectral y reflectividad, etc. Estas variables se usaron para comparar con la reflectividad obtenida del modelo regional WRF. Por otro lado, el radar perfilador de viento BLTR opera en LAMAR a partir de diciembre de 2015, desde la fecha hasta la actualidad se cuenta con mediciones de vientos en los tres componentes (u,v,w) y para obtener mediciones de fenómenos troposféricos se basa en la técnica de antena espaciada (Scipión et al., 2003). Por otra parte, el disdrómetro óptico se encuentra instalado en LAMAR, éste instrumento realiza mediciones de la distribución de precipitación que cae desde la atmósfera a la superficie, para nuestro interés se utilizó la reflectividad y la razón de lluvia con una resolución temporal de 1 minuto. Las mediciones del disdrómetro son a través del uso de láser basado por un sistema óptico (Löffler-Mang and Joss, 2000).

Para estimar la temperatura de los topes de las nubes, se utilizó la información del satélite GOES, de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration, de USA), el cual detecta de forma pasiva la irradiancia emitida por diferentes objetos de la Tierra, como son: nubes, suelo, oceano, cobertura de vegetación, etc. Dicha información se extrae en distintos canales correspondientes a diferentes bandas de frecuencia situadas en ventanas de absorción (visible, IR4, etc). En este trabajo se utilizó el canal infrarrojo IR4 (10.7um) con una frecuencia de medición de 30 minutos y una resolución espacial de 4 km. Bajo la hipótesis de considerar la Tierra como un cuerpo negro, puede calcularse la temperatura de brillo utilizando la ecuación de Planck que relaciona con la irradiancia procedente de un objeto. Estrictamente la información de temperatura de brillo se calculó con el objetivo de determinar los núcleos fríos de sistema de nubes de precipitación y para una comparación instantánea de los eventos especiales simulados con el modelo regional WRF3.7.

El producto swath 2A25 y 2A23 del PR-TRMM corresponden a la versión 7, el algoritmo para la estimación de lluvia y la corrección de atenuación de la señal del radar

ha sido mejorado por (Iguchi et al., 2009) y probablemente sea ésta la última versión del TRMM. Los datos del DPR-GPM también son similares al de TRMM aunque hay diferencia debido a que en su algoritmo se combinan la banda Ka y Ku. Los datos de ambos instrumentos se han descargado desde dos fuentes distintos. El primero, desde la base de datos de la universidad de Utah, esta información está construido con la finalidad de facilitar cálculos estadísticos para sistema de nubes y caracterización de la precipitación (PF, sigla en inglés) a nivel global, la optimización de sus algoritmos para determinar los PFs de manera progresiva ha ido perfeccionando (Kummerow et al., 1998; Liu et al., 2008; Nesbitt et al., 2000). El criterio fundamental para la determinación del PF y para sistemas de nubes son definidos por agrupamientos de los píxeles contiguos considerando que la reflectividad a nivel superficial sea mayor o igual a 17dBZ. También con el mismo criterio fue construido la base de datos del N-GPM. El segundo, está basado en la fuente de datos del producto 2A25 y 2A23 desde del TRMM y desde N-GPM producto swath del nivel 2A. El procesamiento de swath se realizó pixel por pixel para cada sub-áreas de la cuenca del Mantaro. Por otro lado, la altura máxima de un pixel ubicado en el nadir y el pixel en el ángulo extremo del PR son 19.75km y 18.75km respectivamente, de modo que existe una diferencia de altura significativa para datos tri-dimensionales como la reflectividad y razón de lluvia por lo que en este trabajo para realizarla estadística se procedió la corrección de los píxeles basado en la metodología de (Kumar, 2017) .

Capítulo 4

Resultados y Discusiones

En este capítulo se discuten los resultados obtenidos en la presente investigación. En la primera parte se presenta el ciclo diurno de la precipitación estratiforme y convectiva y su contribución relativa a la lluvia acumulada en cada sub-áreas de la región de estudio. En la segunda sección se analiza los perfiles verticales de reflectividad, mientras que la tercera sección corresponde a la comparación de los perfiles verticales de la reflectividad del PR-TRMM y Mira35C. Finalmente se discuten varios estudios de casos con ayuda de la simulación numérica.

4.1. Sistemas de precipitación

4.1.1. Contribución relativa a la lluvia

Para identificar las dimensiones de los eventos de lluvia en las figuras desde 4.1 hasta 4.4 se usan las siguientes denominaciones: muy pequeño (**Ss**) , pequeño (**S**) y mediano (**M**), los cuales corresponden a sus respectivas áreas ($< 600km^2$), ($600 - 10000km^2$) y ($10000 - 44000km^2$) respectivamente. El panel izquierdo de la figura 4.1 indica el número de sistemas de precipitación observados, según el tamaño de su área de lluvia sobre la región **N**. Los eventos clasificados como **Ss** son los más abundantes y ocurren preferentemente en horas de la tarde (18-23 UTC). Asimismo, los de tamaño **S** ocurren preferentemente en horas de la tarde (18-23 UTC). Por otro lado, el panel derecha de la figura 4.1 indica el ciclo diurno de la contribución relativa a la lluvia según el tipo (convectiva y estratiforme). En este panel se observa que los eventos de lluvia de tamaños **Ss** y **S** con lluvias convectivas y estratiformes son los que más contribuyen a la lluvia en horas de la tarde (18-23 UTC), donde el **Ss** contribuye con el 15 % de lluvia convectiva y el 10 % de la lluvia estratiforme. En cambio las lluvias con áreas de tipo **S** contribuyen con el 34 %

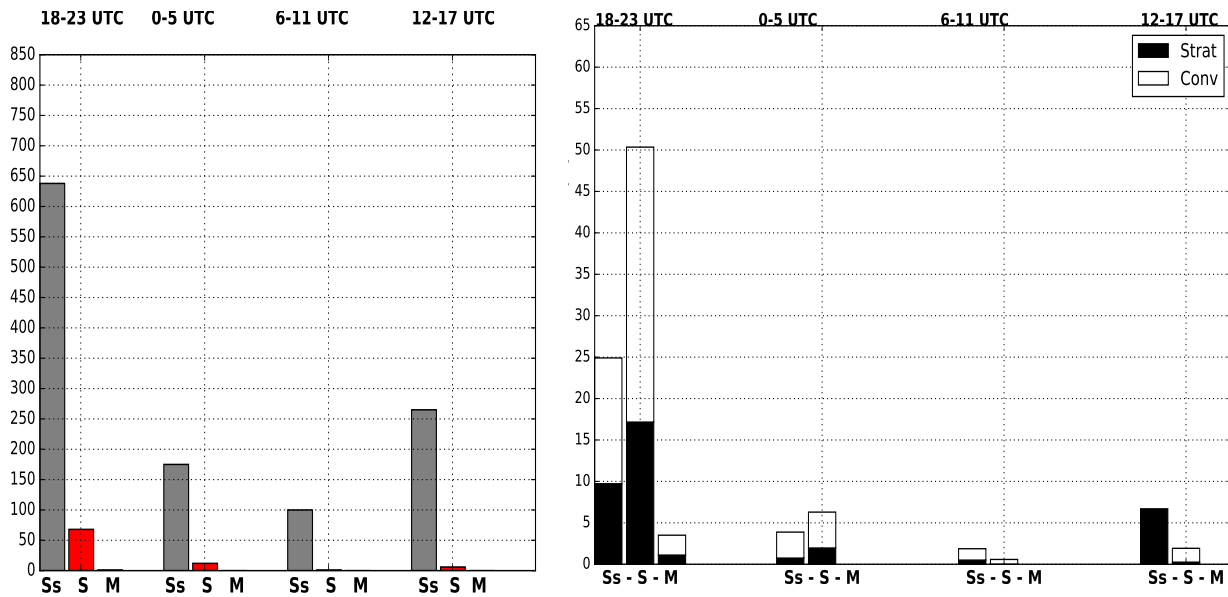


Figura 4.1: Ciclo diurno de la precipitación determinado desde PR-TRMM y PRKu-GPM (1998-2017) para la estación **DJF** (diciembre-enero-febrero) sobre la región **N**. El panel izquierdo indica el número de veces observado los sistemas de precipitación y el panel derecha representa la contribución relativa a la lluvia (%) según el tipo de precipitación (estratiforme y convectiva).

de convectiva y el 17% de lluvia estratiforme. Entre las 0 y 5 UTC se observan presencia de lluvias tanto convectiva como estratiforme, aunque predominan las convectivas al igual que en el intervalo 6-11 UTC. En cambio en el horario entre 12-17 UTC, los eventos muy pequeños son sólo de tipo estratiformes, lo que implica que probablemente sean restos de anteriores sistemas convectivos en disipación, mientras que persisten algunos sistemas convectivos de categoría **S**. En la región **N** los porcentajes totales de ocurrencia de la precipitación convectiva y estratiforme son 30% y 70% respectivamente (en figura no se muestra). La contribución a la lluvia convectiva y estratiforme representa el 80% en horas de la tarde 18-23 UTC, dividiéndose en la proporción que son 52% y 28% respectivamente, mientras el 17% de la contribución ocurre entre 0-5 UTC y 12-17 UTC y el 3% entre 6-11 UTC. De este resultado se obtiene que en la región **N** la contribución a la lluvia acumulada relativa está en relación 57% (convectiva) y 43% (estratiforme).

La figura 4.2 corresponde a la región **C**. El panel izquierdo indica el número de veces que se observan sistemas de precipitación según el tamaño del área de la lluvia. La lluvia con áreas **Ss** y **S** son los que más abundan y ocurren durante la tarde (18-23 UTC). El panel derecho de la figura 4.2 indica el ciclo diurno de la contribución relativa a la lluvia según el tamaño de los tipos de precipitación (convectiva y estratiforme). En este panel se

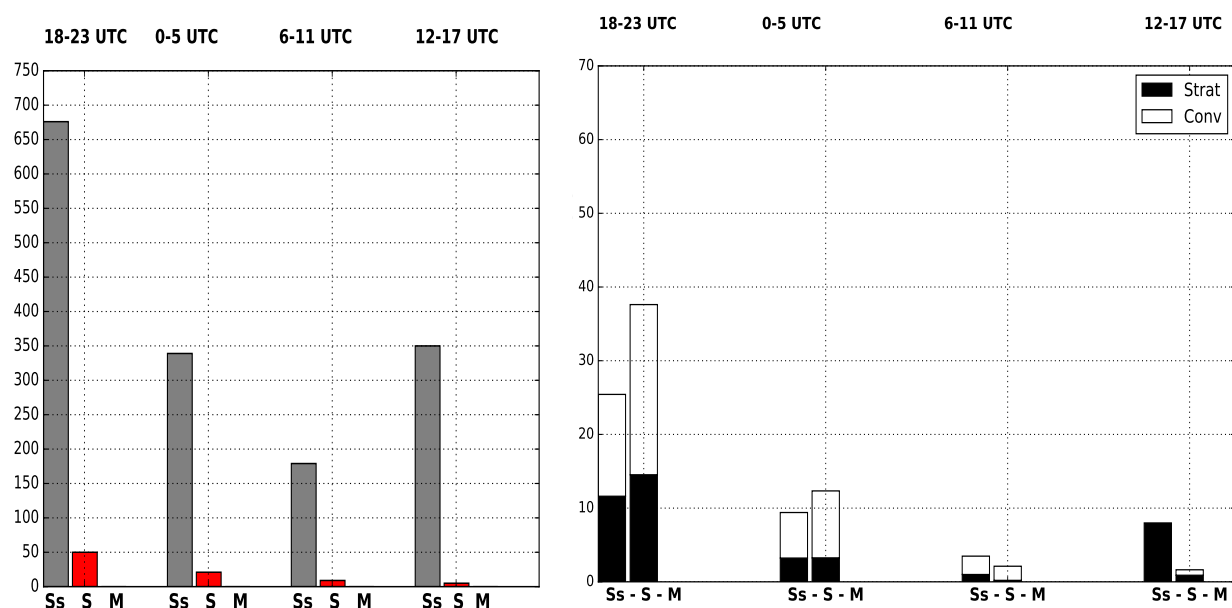


Figura 4.2: Ciclo diurno de la precipitación sobre la región **C** (la misma figura 4.1). El panel izquierdo indica el numero de veces observado los sistemas de precipitación y el panel derecha representa la contribución relativa de la lluvia (%) según el tipo de precipitación (estratiforme y convectiva).

observan las lluvias con tamaños **Ss** y **S** son los que más contribuyen a la lluvia en horas de la tarde (18-23 UTC), donde la precipitación convectiva de la categoría **Ss** contribuye en el 13 % y estratiforme en el 12 % mientras que en **S** la precipitación convectiva contribuye el 23 % y la estratiforme el 15 %. En segundo lugar está la contribución a la lluvia del 21 %, que ocurre durante el intervalo 0-5 UTC, de los cuales la convectiva representa el 13 % y la estratiforme el 8 %. En cambio, durante el intervalo 12-17 UTC, la lluvia de tipo **Ss** contribuye con el 100 % desde la precipitación estratiforme, mientras que el **S** contribuyen al 100 % desde la precipitación convectiva. En la región **C** el porcentaje de ocurrencia de la precipitación convectiva y estratiforme son 30 % y 70 % respectivamente (en figura no se muestra). La contribución a la lluvia tanto de convectiva y estratiforme representa el 63 % en horas de la tarde durante 18-23 UTC de los cuales la contribución al acumulado se distribuye entre convectiva y estratiforme con 36 % y 27 % respectivamente, mientras que el 21 % de la contribución ocurre durante 0-5 UTC, el 10 % ocurre durante 12-17 UTC y finalmente el 6 % ocurre durante 6-11 UTC. Esto implica que el 84 % de la contribución relativa al acumulado de lluvia ocurre desde las 18 hasta 5 UTC. De este resultado se puede obtener que en la región **C** la contribución relativa a la lluvia acumulado es del 51 % para la componente convectiva y el 49 % para la estratiforme.

La figura 4.3 corresponde a la región **S** y su formación es similar a las anteriores

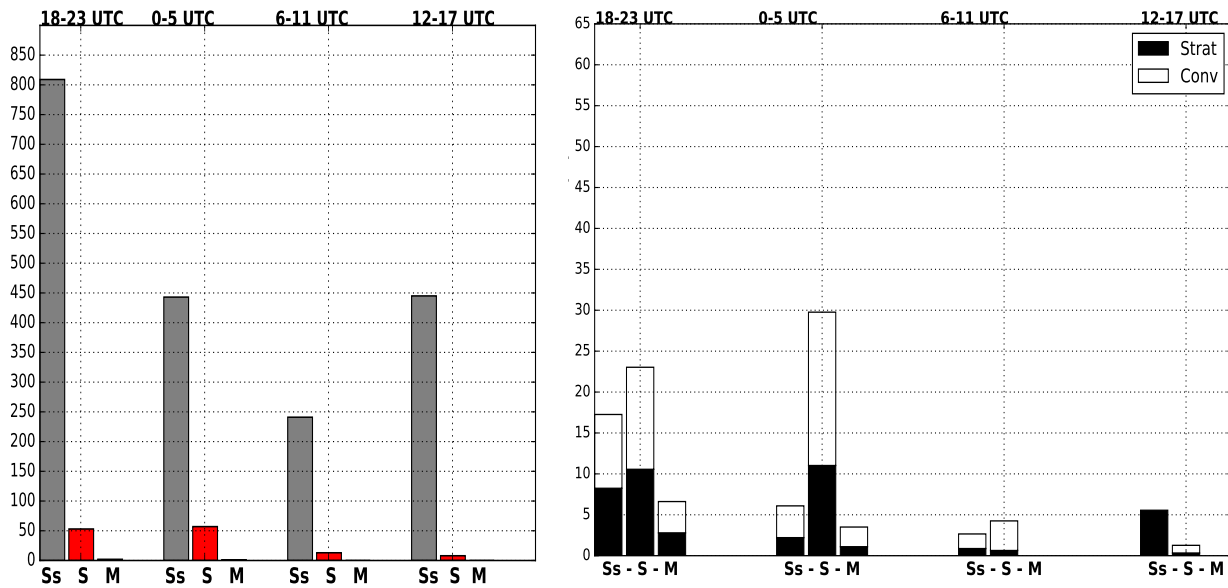


Figura 4.3: Ciclo diurno de la precipitación sobre la región **S** (la misma figura 4.1). El panel izquierdo indica el número de veces observado los sistemas de precipitación y el panel derecho representa la contribución relativa de la lluvia (%) según el tipo de precipitación (estratiforme y convectiva)

figuras 4.1 y 4.2. La categoría **Ss** es más abundante en horas de la tarde 18-23 UTC y se observa además entre 0-5 UTC y 12-17 UTC. Mientras que las lluvias con tamaño **S** abundan en la tarde y noche (18-23 UTC y 0-5 UTC). El panel derecho de la figura 4.3 indica el ciclo diurno de la contribución relativa según el tipo de lluvia. Las lluvias con tamaños **Ss** y **S** son los que más contribuyen a la lluvia en los periodos 18-23 UTC y 0-5 UTC. Las lluvias de los tipos **Ss**, **S** y **M** ocurren durante el intervalo 18-23 UTC. La precipitación convectiva contribuye el 26% y la estratiforme el 22%, mientras que entre 0-5 UTC los porcentajes son el 22% y 13%. En la región **S** los porcentajes de ocurrencia de la precipitación convectiva y estratiforme son 31% y 69% respectivamente (en figura no se muestra). La contribución al acumulado de lluvia del horario de la tarde (18-23 UTC) el del 48% del cual el 26% es de lluvia convectiva y 22% de estratiforme, seguido del horario nocturno (0-5 UTC) con 35%, de los cuales el 22% es convectiva y 13% estratiforme. El horario de la madrugada (6-11 UTC) contribuye con el 11% del acumulado, que ocurre durante 12-17 UTC y finalmente el 6% ocurre durante 6-11 UTC. En total, el 83% de la contribución relativa de la lluvia ocurre desde las 18 hasta 5 UTC. De esta lluvia, el 49% es convectiva y el 51% es estratiforme.

La figura 4.4 corresponde a la region **E**, y es análoga a las anteriores 4.1-4.3. La ocurrencia de lluvias de tamaño **Ss** y **S** sigue un ciclo similar a las de la región **S**. Sin

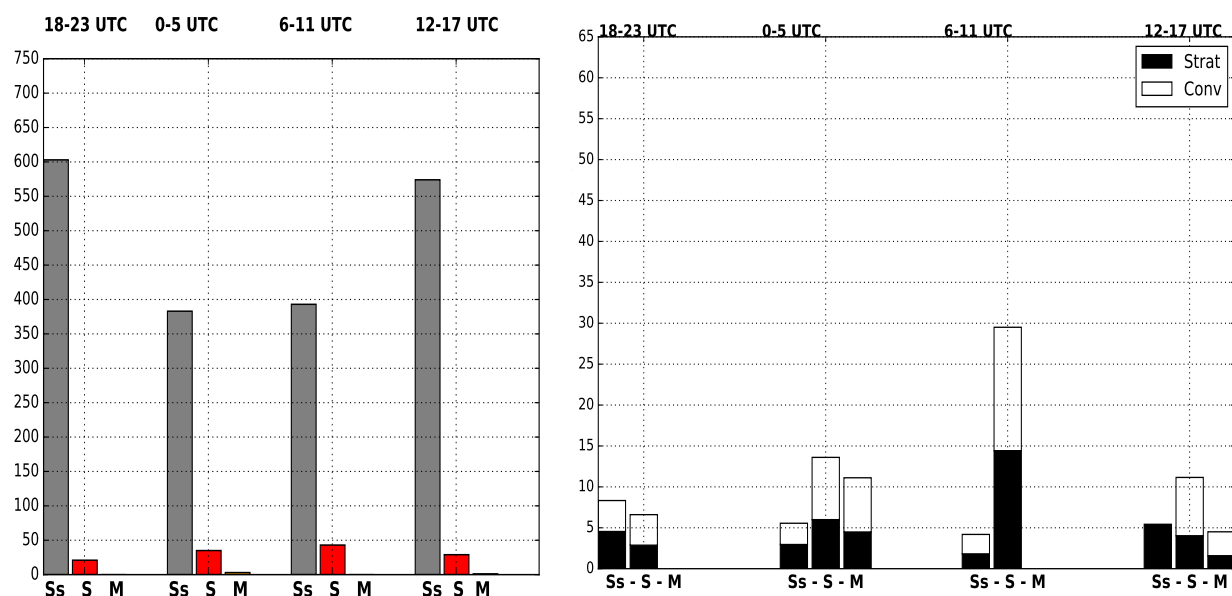


Figura 4.4: Ciclo diurno de la precipitación sobre la región **E** (la misma figura 4.1). El panel izquierdo indica el numero de veces observado los sistemas de precipitación (lluvia de tipo **M** se observan en 0-5UTC y 12-17 UTC) y el panel derecha representa la contribución relativa de la lluvia (%) según el tipo de precipitación (estratiforme y convectiva)

embargo, del panel derecho se observa que los acumulados correspondientes a tamaños de lluvias **Ss**, **S** y **M** son, respectivamente, los que más contribuyen a la lluvia durante 0-5 UTC, 6-11 UTC y 12-17 UTC. En la región **E**, los porcentajes de ocurrencia de la precipitación convectiva y estratiforme son 31 % y 69 % respectivamente (en figura no se muestra). La contribución total a la lluvia drepresenta el 15 % en horas de la tarde, mientras que el horario nocturno aporta el 34 %; otro 34 % ocurre durante 6-11 UTC y finalmente el 17 % ocurre durante 12-17 UTC. Lo que indica que el 85 % de la contribución de la lluvia ocurre desde las 0 hasta 17 . En total, en la región **E** la contribución relativa a la lluvia acumulada esta en relación 53 % (convectiva) y 47 % (estratiforme).

4.2. Perfil vertical de reflectividad

4.2.1. Estructura vertical de los sistemas de nubes

La figura 4.5 muestra el número total de pixeles correspondientes a nubes en los perfiles verticales del PR para las sub-areas de la cuenca del Mantaro (**N**, **C**, **S**, **E**). Se discriminaron los pixeles con nubes considerando un umbral mínimo de reflectividad de $Z \geq 17$ dBZ dado por el PR-TRMM. En la figura se observa una clara diferencia de

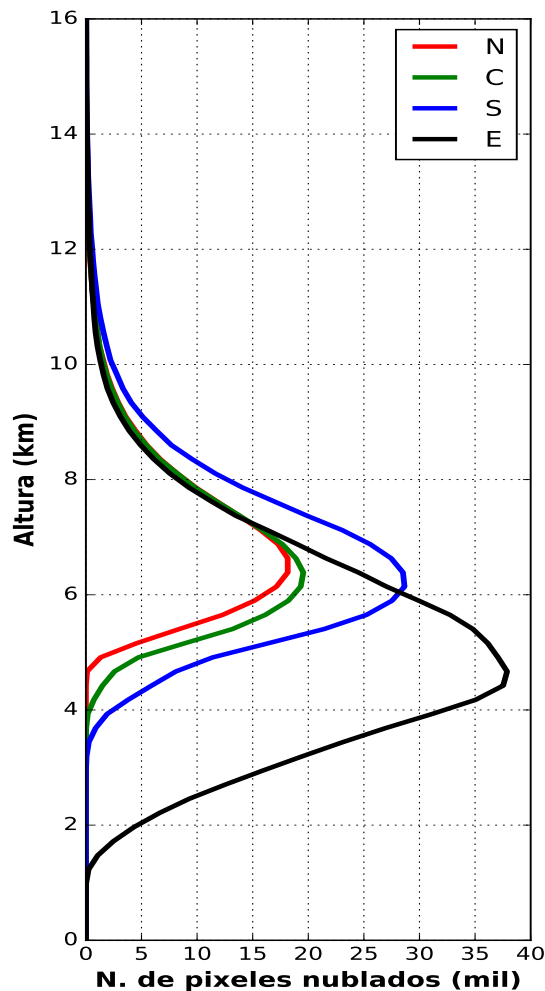


Figura 4.5: Número total de píxeles nublados en perfil vertical (referencia de altura a nivel del mar), para las sub-áreas de la cuenca del Mantaro determinado desde la data PR-TRMM para el periodo 1998-2014

los sistemas de nubes entre la región **E** y las otras regiones (**N**, **C**, **S**). La región **E** es el que tiene mayor nubosidad con un máximo de alrededor de 38000 píxeles nublados que están distribuidos entre 4 y 5 km de altura; asimismo el número de píxeles nublados aproximadamente desde 4.8 km de altura cambia bruscamente, en cambio las otras regiones presentan la mayor nubosidad entre 5.5 y 6.5 km de altura. De ellas, la región **S** presenta la nubosidad más alta y decrece con la altura desde 6.2 km.

La figura 4.6 muestra el promedio de la altura del nivel de congelación (referencia nivel medio del mar) sobre las sub-áreas de la cuenca del Mantaro determinado desde el radar de precipitación en banda Ku del satélite N-GPM (PRKu-GPM) para el periodo 2014-2018.

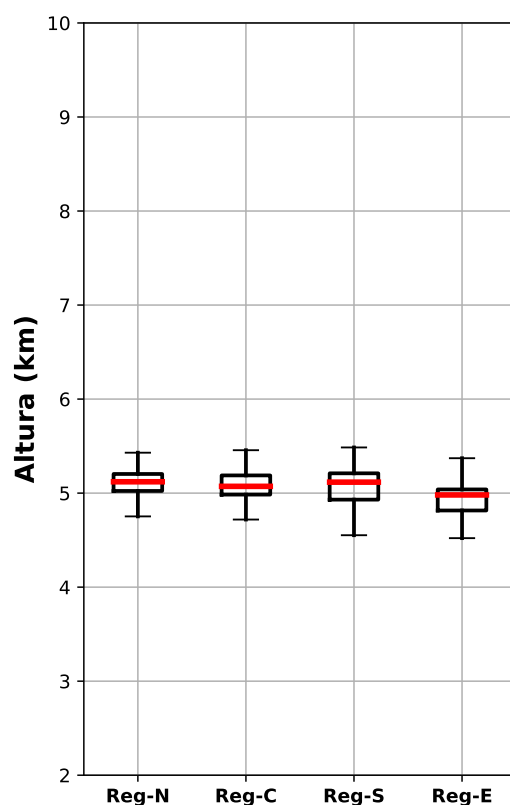


Figura 4.6: Promedio de la altura del nivel de congelación (referencia de altura a nivel del mar), para las sub-áreas de la cuenca del Mantaro determinado desde la data PRKu-GPM para el periodo 2014-2018

En la región **N** y **C** la altura del percentil 25 se encuentran aproximadamente a 5km de altura, en cambio en la región **S** a 4.95km de altura y en la región **E** se encuentra a 4.9km de altura. Por otro lado, el percentil 75 se encuentran a 5.2 km, 5.2 km, 5.25km y 5.km de altura respectivamente. En general las medianas en las cuatro regiones (**N,C,S,E**) se encuentran cercana de 5km de altura. Por consiguiente desde la figura 4.6 se afirma de que la altura del nivel de congelación se encuentra alrededor de 5km de altura en los cuatro regiones de la cuenca. Este resultado es consistente con los trabajos de (Chávez Jara, 2013; Williams, 2016). La altura del nivel de congelación (ANC) físicamente revela la presencia del isoterma de 0°, estrictamente para lluvia estratiforme la ANC se considera como el

tope de la capa de fusión, garantiza de encontrar la banda brillante aproximadamente en el rango entre 1.5km por encima y 1.5km por de bajo de ANC. Cabe recalcar que la banda brillante se define según los valores pico del factor de reflectividad.

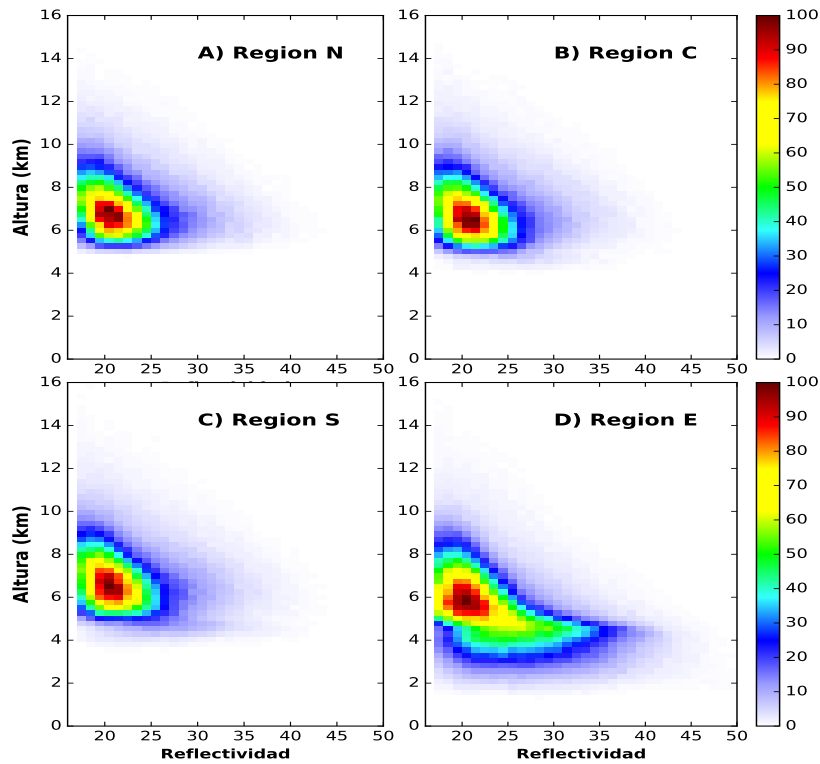


Figura 4.7: Diagrama de frecuencia normalizada (DFN) para la reflectividad vertical del PR (1998-2014) en cada subarea (**N**, **C**, **S** y **E**) de la cuenca del Mantaro

En la figure 4.7 se muestra el diagrama de frecuencia normalizada (DFN) para los valores de reflectividad según los datos del PR-TRMM. El color de la barra indica los valores de porcentaje de ocurrencia (%) de la reflectividad de la altura. Se observa claramente que, a la altura de nivel de congelamiento (ANC) la frecuencia de ocurrencia de los valores de reflectividad es significativamente distinta entre la región **E** y otras regiones. Desde la altura del nivel de congelación aumenta la reflectividad debido a la existencia de una banda brillante, lo que indica la señal de la precipitación estratiforme. Ello se observa claramente en la región **E** y tenuamente en la región **S**. Este aumento de reflectividad se debe principalmente a dos aspectos. El primero, es porque los hidrometeoros se agregan más fácilmente debido al aumento de la adherencia de su superficie al cubrirse parcialmente con una capa de agua líquida cerca del de la altura de nivel de congelación (Saikranthi et al., 2014). y el segundo, se debe estrictamente por los valores del factor dieléctrico que varía con el tipo de hidrometeoros siendo distintas para la fase sólido y la

fase líquida (Fabry, 2015).

Por otro lado, los valores máximos del porcentaje de ocurrencia para los valores altos de la reflectividad (por debajo del nivel de congelamiento) son claramente distintos entre la región E y otras regiones. En la región **E** se observa con mas claridad la presencia de la banda brillante, aunque la BB es un fenómeno que se observa en cada caso particular de registro de nube estratiforme. El DFN es una distribución estadística, en la que se mezclan casos con diferentes características, por tanto en todas las sub-areas hay máximos de reflectividad que pudieran incluir casos con banda brillante. Lo que se puede afirmar es que en la región E ocurren un importante porcentaje de la cantidad de sistemas precipitación de una forma estratiforme. En cambio en las otras regiones (**N**, **C**, y **S**) no se puede afirmar si abunda el de tipo estratiforme ya que no se ve bien marcada la banda brillante debido principalmente por la influencia de la elevación de topografía. Los valores máximos del porcentajes de ocurrencia se encuentran alrededor de 20dBZ donde la población (nucleo) de estos máximos porcentajes presentan diferentes altitudes siendo la region **E** con menor altura que los otras regiones, esto es posible que las lluvias en areas elevadas son influenciada fuertemente por la topografia que fortalece a la lluvia de una forma profunda. En el caso de la variación de altura de isolineas no se puede comparar entre las regiones de interes, puesto que en las regiones **N**, **C**, y **S** no se aprecia la presencia de BB a excepción que la región E.

En la figura 4.8 se muestra la DFN de la reflectividad para la precipitación convectiva en las cuatro sub-areas de la cuenca del Mantaro. Se observa que los diagramas de frecuencia normalizada de la reflectividad en altura son distintos para las 4 regiones. Cuando se comparan las regiones **N**, **C**, y **S** se observan que entre 6 y 8 km de altura hay máximos de la frecuencia de ocurrencia para valores altos de reflectividad en la región **S**, en segundo lugar en la región **N** y por último la region **C**. A su vez en el tope del DFN se observan valores más altos en las areas más elevadas de la cuenca que la región entre Amazonia y Andes. Esos valores maximos en el tope del DFN son directamente relacionado con los eventos extremos, por consiguiente en los Andes existe un alto porcentaje de lluvia convectiva, asociada a nubes profundas y esto es posible por el reforzamiento orográfico de la convección. Asimismo a 10 km de altura del DFN se observan que la región **E** es más estrecha que las regiones elevadas de la cuenca. Esto se debe a que en esta región **E** ocurre menos cantidad de precipitación convectiva de sistemas profundos.

En la figura 4.9 se muestra isolineas de la frecuencia de ocurrencia del factor de reflectividad observado por el PR para el periodo de 1998-2014 en las cuatro regiones **N**, **C**, **S** y **E**, solo para el rango entre 0 y 5km de altura tomando como referencia el nivel medio del mar. En general se observa que en las cuatro regiones varía el escaneo vertical

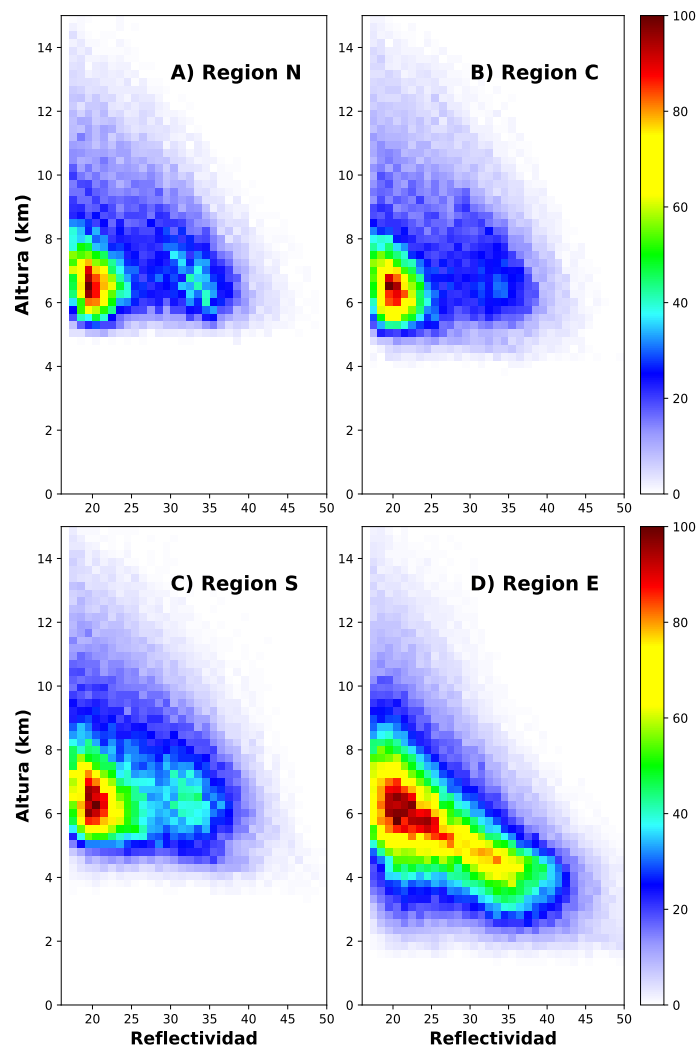


Figura 4.8: Diagrama de frecuencia normalizada (CFAD) de la reflectividad vertical del PR (1998-2014) para precipitación convectiva en cada subarea (**N**, **C**, **S** y **E**) de la cuenca del Mantaro

del PR-TRMM. La región **E**, comienza a obtener información en promedio desde 2km de altura hacia arriba, en la región **S** desde 3.8km de altura, a su vez en la region **C** desde 4km de altura y finalmente en la region **N** la mínima comienza desde 4.9km, estrictamente en promedio se toma valores de reflectividad por encima de 5km de altura. Se señala que el radar de precipitación del TRMM tiene dificultades para representar la reflectividad vertical para nubes de precipitación que son cercanas a la superficie. Este incertidumbre se debe principalmente al efecto de la topografía, que mientras aumenta el nivel de topografía la información del PR-TRMM tambien aumenta relativo al nivel de la topografía. es decir, el escaneo vertical varía en función de la altura tal como se observan

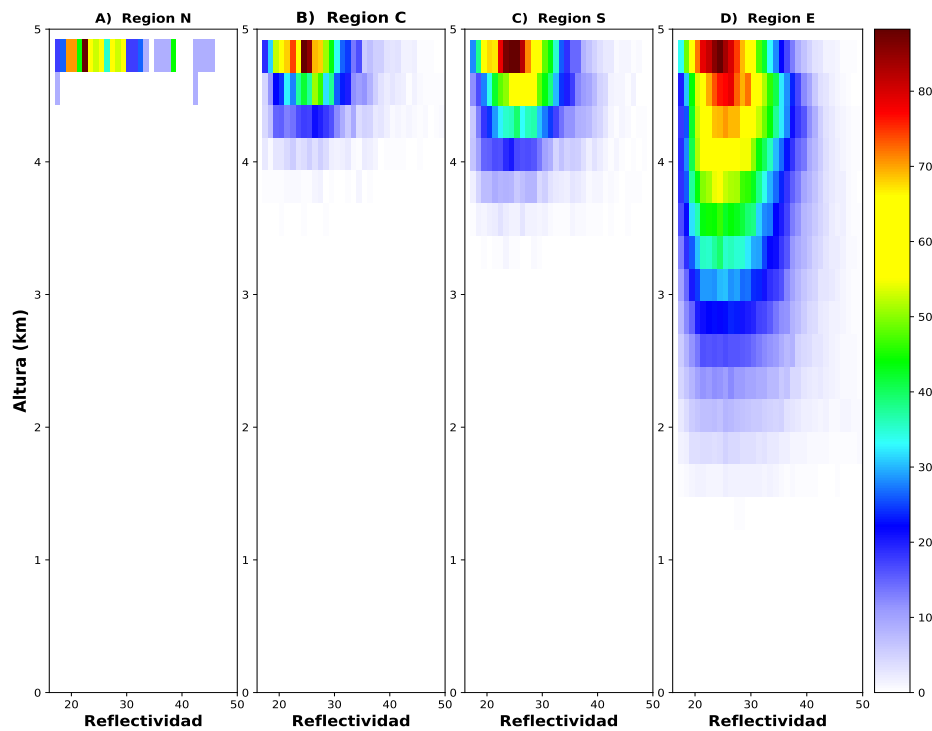


Figura 4.9: Isolneas de la frecuencia de ocurrencia del factor de reflectividad (entre 0 y 5km de altura referencia nivel del mar) observado por el PR para el periodo de 1998-2014 en las cuatro regiones **N**, **C**, **S** y **E**

en las sub-areas de la figura 4.9. La lluvia cercana a la superficie no esta representada de manera adecuada por la estructura vertical de la reflectividad del PR-TRMM, esto se observa de manera clara en la región **N** donde no existe información por debajo de la altura de nivel de congelación.

La figura 4.10 muestra la distribución espacial del factor de reflectividad sobre la superficie (panel izquierdo) y en una sección transversal (panel derecho) en la región **E** y cercana al mismo. En los primeros escaneos por el radar de banda Ku del satélite N-GPM, el evento presenta nubes profundas con desarrollo vertical importante, de tipo convectivas luego el evento de acuerdo a las condiciones atmosfericas decae presentando forma estratificada, que se caracteriza por tener una banda brillante, que se observa los valores picos alrededor de 4.8km de altura sobre el nivel medio del mar. Este altura del pico de la banda brillante es consistente con los resultados encontrados en la region **C** desde la observación del radar perfilador de nube (ver las figuras 4.24, 4.25). Asi pues el valor pico de la banda brillante se encuentra debajo de la altura de congelación (figura 4.6). De estos resultados se deduce que la banda brillante de la lluvia estratiforme estan alrededor de 4.8km de altura sobre la cuenca. Por lo tanto, se concluye que en las regiones más altas de la cuen-

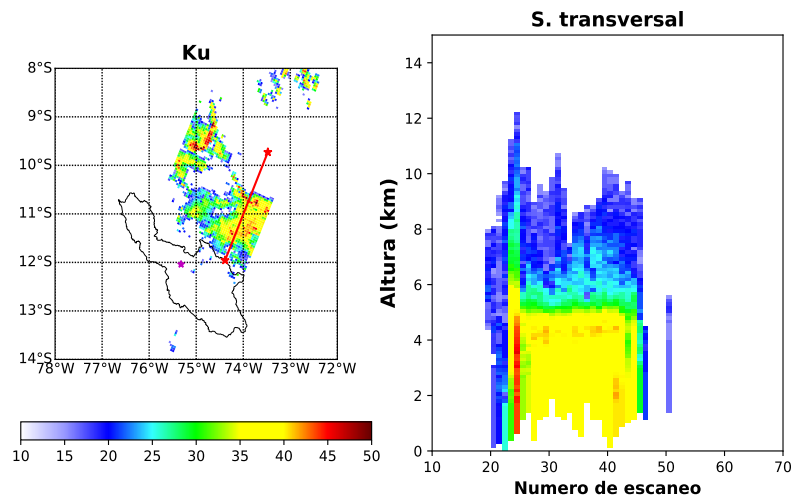


Figura 4.10: Precipitación estratiforme en la región **E** y cercana a esta región la distribución de reflectividad observado por el radar banda Ku del N-GPM, evento ocurrido el 2 de marzo de 2017

ca la lluvia estratiforme así como la lluvia superficial este último determinado usando la altura del tope de la tormenta y la altura del nivelación de congelación (Saikranthi et al., 2014) no son representados adecuadamente por el escaneo vertical del radar PR-TRMM.

En la figura 4.11 se muestra el DFN de la reflectividad para la precipitación de tipo estratiforme en las 4 regiones de la cuenca del Mantaro. En la región **E** de manera clara se observa la presencia de la BB definida entre 4 y 5 km de altura. En cambio, a la misma altura en las regiones **N**, **C** y **S** prácticamente no está definida la BB, similarmente ocurre con la precipitación convectiva (figura 4.8) el evento no está representado por debajo de 5 km (región **N** de la figura 4.8). Los cuales se debe principalmente de que el escaneo del PR son afectada por la elevación topográfica. Efectivamente, los resultados indican que el promedio de la reflectividad vertical cambia relativamente a su elevación topográfica, lo que ya fue determinada en los resultados anteriores. Específicamente, en la región **N** que es más alta que la región **E**, se observa que el mayor porcentaje está por encima de 6 km de altura; en cambio, en la región **E**, el mayor porcentaje está por debajo de 6 km de

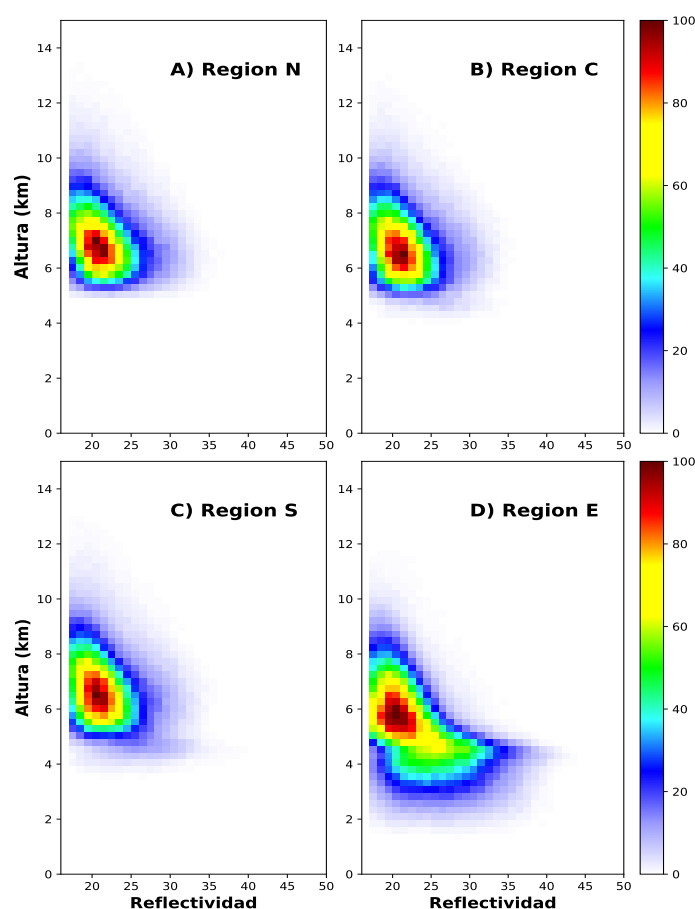


Figura 4.11: Diagrama de frecuencia normalizada (CFAD) de la reflectividad vertical del PR (1998-2014) para precipitación estratiforme en cada subarea (**N**, **C**, **S** y **E**) de la cuenca del Mantaro

altura.

En la figura 4.12 se muestra la DFN de reflectividad para los diferentes períodos estacionales **JJA** (junio-julio-agosto), **SON** (setiembre-octubre-noviembre), **DJF** (diciembre-enero-febrero) y **MAM** (marzo-abril-mayo). Existe dependencia estacional de la altura de la BB y el nivel de congelación. Específicamente en la estación **JJA** la BB se encuentra aproximadamente entre 3.5 y 4.5km de altura y debajo de la BB es más ancho el mayor porcentaje de ocurrencia de pixeles con lluvias. Esto se debe principalmente a la ocurrencia de las lluvias superficiales. En cambio en los otros regiones aproximadamente la BB esta entre 4 y 5km. La BB cambia con la estacionalidad, ya que **JJA** en la cuenca del Mantaro corresponde a la estación seca (Silva et al., 2008) para lo cual ocurren precipitaciones mínimas, lo cual es consistente con la lluvia superficial, ya que estas lluvia son ligeras, con valores de reflectividad de $Z < 25$ dBZ y en muchos casos se evaporan antes

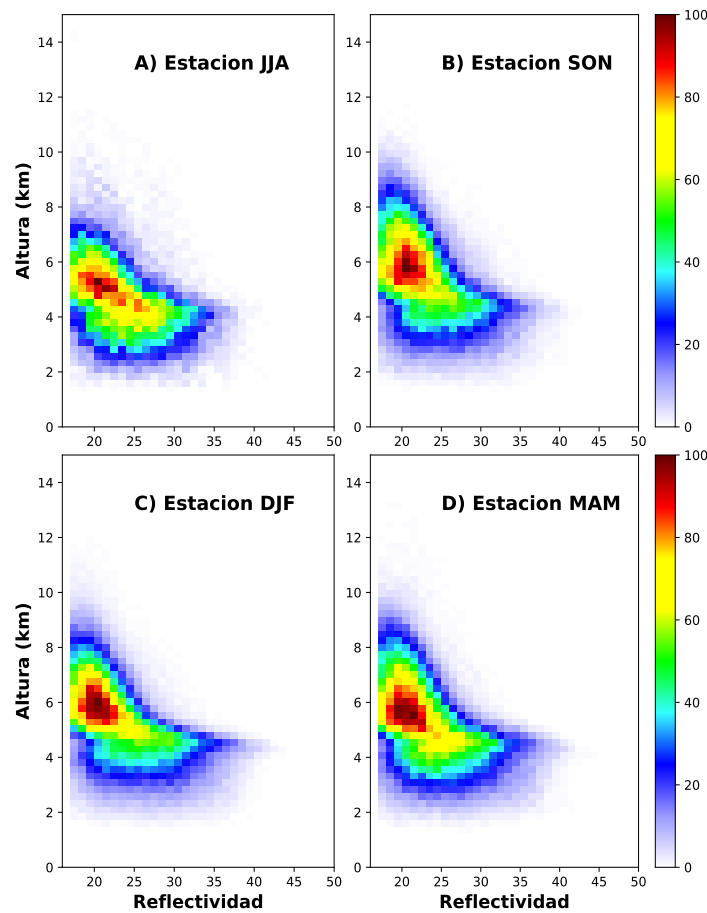


Figura 4.12: Diagrama de frecuencia normalizada (CFAD) de la reflectividad vertical del PR (1998-2014) para la región **E** de la cuenca del Mantaro

de llegar al suelo (Saikranthi et al., 2014)

4.2.2. Estructura vertical de las nubes convectivas intensas

En la figura 4.13 se muestra la estructura de un sistema convectiva de mesoescala (MCS) ocurrido el 26 de marzo cerca de la cuenca del Mantaro, observado desde el radar banda ku abordo del satélite núcleo GPM, correspondiente al evento. El panel izquierdo indica la medición espacial de la reflectividad cercana a la superficie del suelo y el panel derecho indica la sección transversal para la línea roja del panel izquierdo. Esta sección transversal muestra consistentemente el ciclo del MCS, la etapa de formación, madurez y disipación donde el SCMs tiene aproximadamente 300km de tamaño espacial. En el eje de las abscisas, desde la posición 10, la tormenta comienza aumentar su intensidad, y en la posición 30 la tormenta se encuentra en su etapa madura con reflectividades altas, presentando celdas convectivas, en 12 km de altura tiene reflectividades que superan 20

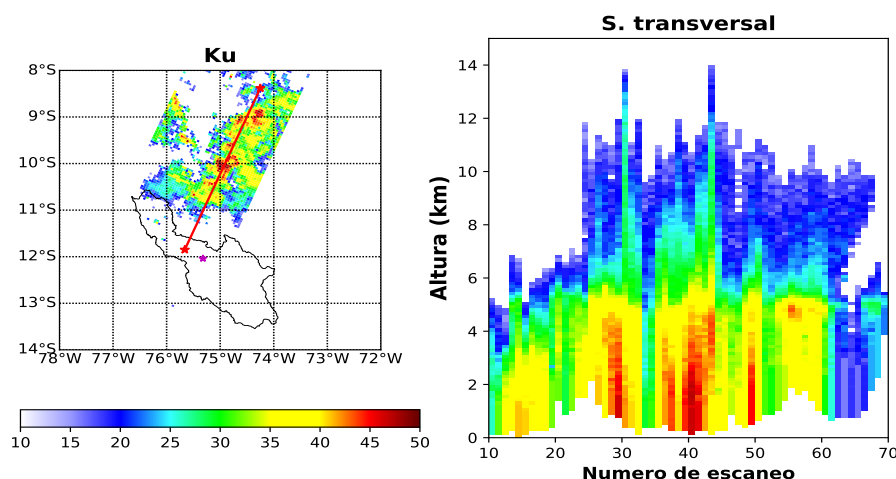


Figura 4.13: Sistemas de nubes de precipitación observado por el radar de banda Ku del satélite GPM, panel izquierdo escaneo en superficie de la reflectividad y panel derecho sección transversal para la línea roja observado en panel izquierda

dBZ y el tope del eco del radar llega hasta 14 km de altura. Estas son las principales características de nubes cumulonimbus que están asociadas con fuertes corrientes ascendentes en la parte mediana y alta. En la posición 40 se mantiene la etapa madura del SCM, en esta se observa que en niveles bajos tiene valores de reflectividad mayores de 45dBZ lo que indica la existencia de celdas convectivas intensas y ausencia de la banda brillante y el tope del eco del radar se encuentra a 14km de altura. En la abscisa entre 50 y 60, el SCM se encuentra en etapa de disipación se observa claramente que los sistemas de nubes de precipitación son poco profundos y estratiformes, ya que se puede observar una franja bien marcada que indica una señal de la banda brillante (BB).

En la tabla 4.1 se muestra los umbrales para las regiones **N**, **C**, **S** y **E** de las celdas convectivas intensas de 3, 6 y 8 km de altura de referencia, calculado desde la información del PR-TRMM de periodo 1998-2014. El umbral de CCI3 en la región **E** toma el valor de 41 dBZ. En cambio, en las regiones **N**, **C** y **S** no se definen umbrales de ICC3 debido a que estas regiones corresponden a zonas más elevadas de la cuenca del Mantaro, específicamente el radar de precipitación del TRMM no representa de manera adecuada el perfil vertical de reflectividad (como muestra la figura 4.9). Primero, por su elevación topográfica y segundo, que para evitar la contaminación de la señal del radar ocasion-

Tabla 4.1: Umbrales para sistemas de nubes con celdas convectivas intensas

	CCI3	CCI6	CCI8
Regiones	umbrales	umbrales	umbrales
	(dBZ)	(dBZ)	(dBZ)
N	-	37.8	33.8
C	-	37.5	33.8
S	-	37.5	33.7
E	41.0	32.7	25.9

ado por el efecto de la superficie, el PR-TRMM omite información alrededor de 0.9km de altura desde la superficie. Los umbrales para CCI6 son diferentes entre las regiones más elevadas de la cuenca y region **E**. En las regiones **N**, **C** y **S** las reflectividades son similares. Los umbrales en CCI8 tienen el mismo patrón de variación que el CCI6. Los umbrales encontrados en las regiones de la cuenca del Mantaro están acordes con los valores que encontraron [Kumar and Bhat \(2016\)](#). A partir de este cuadro se afirma que los valores umbrales calculado para cada sub-area varían dependiendo de la altura de referencia fijado, y estos umbrales son indicadores para cuantificar la intensidad de un evento de precipitación convectiva, de modo que reflectividades mayores e iguales de este umbral están asociadas a sistemas de nubes profundas y eventos severos que en algunos casos con super-celdas de una tormenta convectiva.

En la figura 4.14 se muestra el DFN de la reflectividad para las regiones de la cuenca del Mantaro, calculado con los datos del PR para el periodo 1998-2014. El porcentaje de ocurrencia se diferencia entre las regiones; principalmente la región **E** es diferente marcadamente, en cambio la region **C** presenta un porcentaje de ocurencia más alto que los otros, lo que indica que en esta región ocurren más eventos de tipo CbT. En las regiones **N**, **C** y **S** el perfil de la distribución vertical muestra los porcentajes más altos desde 13 km hasta 6 km de altura. A su vez, en los niveles bajos estos porcentajes tienden alejarse con respecto al eje **Y**. En cambio en la región **E** sucede lo contrario. Asimismo desde 5 km de altura hacia la superficie, decrecen los porcentajes, tendiendo asintoticamente a cero. En general las regiones más elevadas de la cuenca del Mantaro presentan celdas convectivas más intensas y con porcentajes más altos de ocurrencia que la región entre la Amazonia y los Andes.

En la figura 4.15 se muestra el promedio de perfil vertical de la reflectividad calculado con los datos del PR para un periodo de 1998-2014. La figura 4.15a indica el promedio vertical de nubes de tipo CbTs para las regiones de la cuenca del Mantaro (**N**, **C**, **S**, **E**). El tope de nubes se definió a partir del promedio vertical de reflectividad, con el criterio de

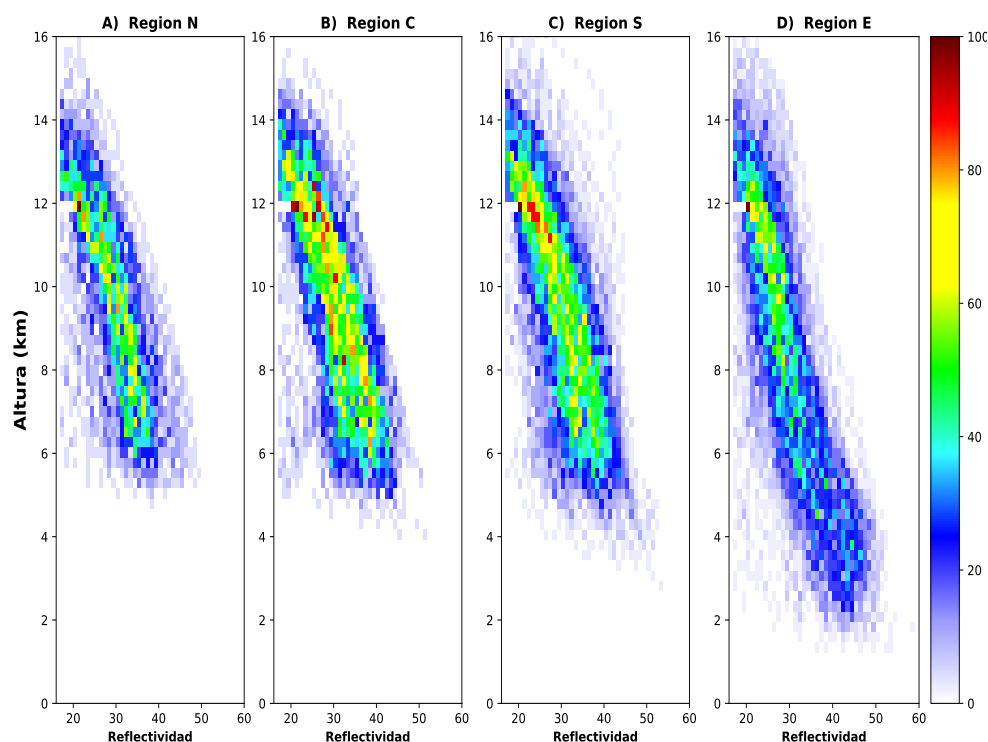


Figura 4.14: frecuencia relativa de ocurrencia de Ze sólo para celdas convectivas observado por el PR para el periodo de 1998-2014 en las cuatro regiones N, C, S y E

que al menos el 90 % de los pixeles a esa altura tengan reflectividad mayor que el 17 dBZ. En esta figura se observa que entre 6 y 13 km existe una clara diferencia de promedios de Ze, entre la ocurrencia de celdas convectivas de regiones más elevadas de la cuenca del Mantaro y la región de transición Amazonia-Andes (región **E**). De modo que en la región **E** se observan valores menores de reflectividad, correspondientes a celdas menos intensas, en cambio en las regiones de zonas más elevadas de la cuenca entre 8 y 12 km de altura (**N**, **C**, **S**), las curvas son muy similares, lo que se puede decir que en las regiones de Andes el mecanismo de forzamiento orografico son similares. La figura 4.15b, correspondiente a sistemas del tipo CbT75, estas poseen reflectividades mayores que el percentil 75 % lo cual esta relacionado con eventos extremos. El patron de su promedio vertical de Ze es similar al de la figura 4.15a, que entre 6 y 12 km de altura presenta diferencias entre las regiones más altas de la cuenca del Mantaro y la región **E**. De aqui es posible afirmar que las nubes CbTs presentan valores mas altos de reflectividad en los Andes que en region transición Amazonia-Andes, esto es posible por el mecanismo de forzamiento orografico que modifica la intensidad de las nubes CbTs.

En la figura 4.16 se muestra el promedio de perfil vertical de la reflectividad para las

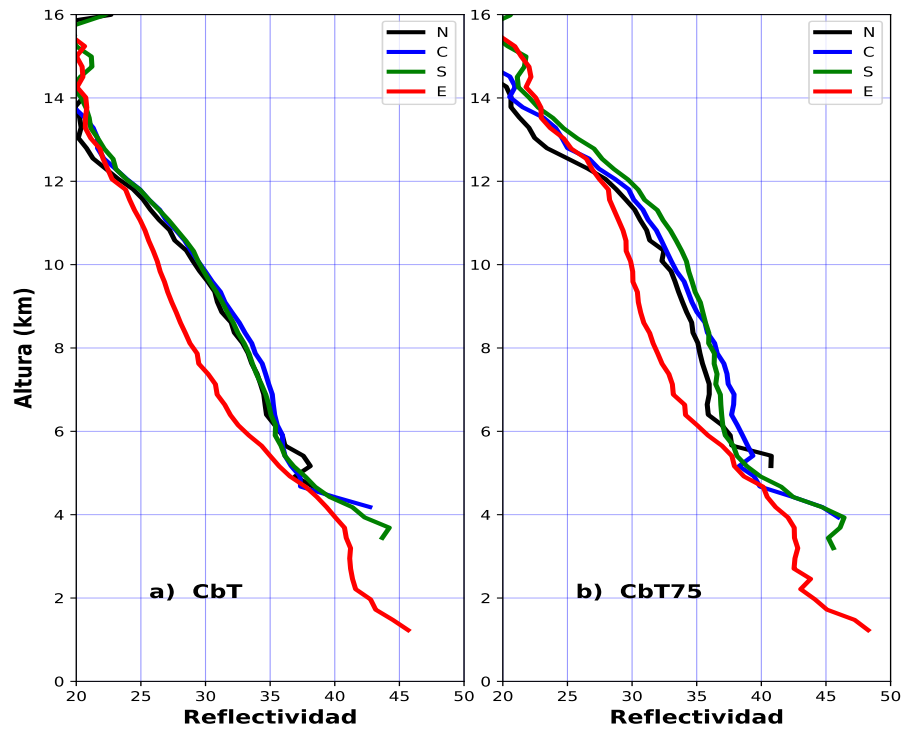


Figura 4.15: Promedio de perfiles verticales de la reflectividad observado por el PR para el periodo 1998-2014. a) CbT y b) CbT75

celdas convectivas intensas (ICCs). La figura 4.16a corresponde a las celdas convectivas intensas para 6 km de altura de referencia. Se observa que las celdas convectivas intensas son similares en las regiones más elevadas de la cuenca, a diferencia de la región entre Amazonia y Andes (**E**). En la figura 4.16b en las regiones más elevadas de la cuenca, el promedio de la reflectividad entre 5 y 12 km de altura son similares, pero diferentes de los del región **E**. En general las celdas convectivas intensas sobre las áreas más elevadas de la cuenca, relativamente son diferentes para 6 y 8 km de altura de referencia, por ejemplo alrededor a 6 km de altura las celdas convectivas de CCI8 presentan valores de reflectividad más prolongada en altura que el CCI6. Y estas celdas más intensas de las regiones más elevadas de la cuenca se encuentran por encima de la altura del nivel de congelación (isoterma de cero grados). De aquí se afirma que el área de la transición entre la Amazonia y los Andes presentan reflectividades máximas en los niveles bajas y a partir de la altura del nivel de congelación específicamente los niveles de la capa mixta decrecen de manera rápida, en cambio en las regiones altas de la cuenca el promedio de la reflectividad presenta valores altos y decrece ligeramente precisamente a partir de la altura del nivel de congelación. Asu vez, por encima del isoterma cero, el perfil de reflectividad

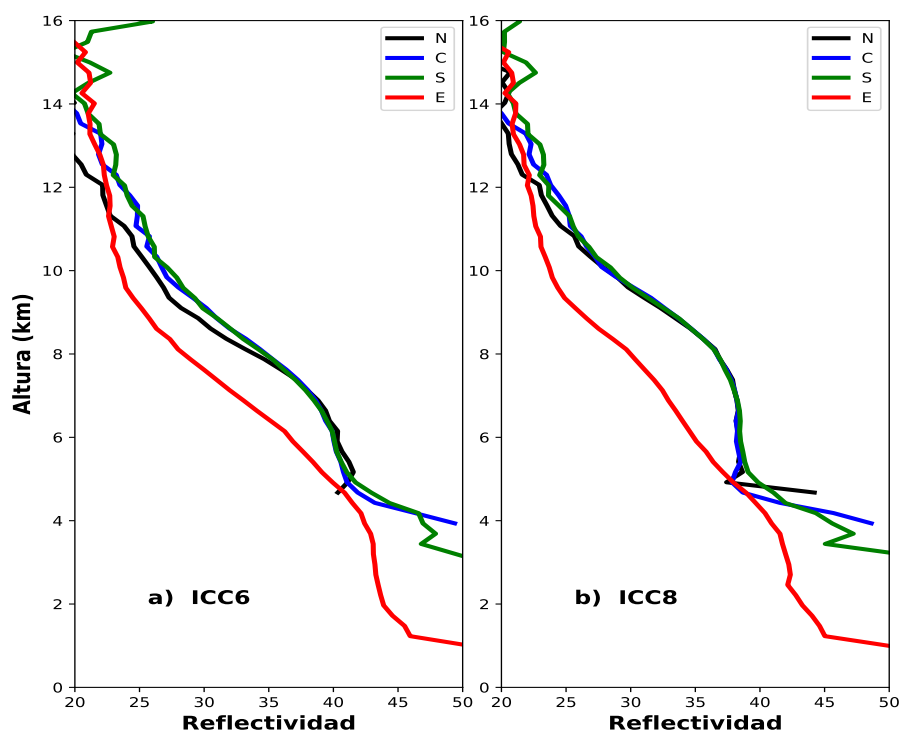


Figura 4.16: Promedio de las perfiles verticales de la reflectividad observado por el PR para el periodo de 1998-2014. a) ICC6 y b) ICC8

está definido por la intensidad de las corrientes verticales y de los procesos de formación de graupel.

En la figura 4.17 se muestra la frecuencia de ocurrencia para las celdas convectivas que al menos contengan 40dBZ en las nubes cumulinimbus (CbT), CCI6, CCI8 y CCI3 respectivamente. La figura 4.17a corresponde al CbT. Se observa que en la región **E**, la mayor frecuencia se encuentra entre 3 y 6 km de altura. En cambio en las regiones más elevadas de la cuenca la mayor frecuencia se encuentra entre 5 y 9 km de altura. La figura 4.17b corresponde a CCI6, donde se observa que en la región **E**, el máximo de frecuencia se encuentra entre 4 y 5 km de altura, mientras que en las regiones elevadas de la cuenca se encuentra entre 5 y 8 km de altura. En figura 4.17c corresponde a CCI8 en la región **E** la mayor frecuencia se encuentra entre 3 y 6 km de altura y en las otras regiones entre 5 y 8 km de altura. Finalmente en la figura 4.17d corresponde a CCI3 se observa que en la región **E** el máximo frecuencia se encuentra entre 6 y 8 km de altura. Comparando las penetraciones en altura de los umbrales de 40dBZ se encuentran que las celdas convectivas son más frecuentes en nubes CbT que en las CCIs, especialmente en las regiones **C** y **S** (4.17a). En general las modas están bien definidas en las regiones más elevadas de la

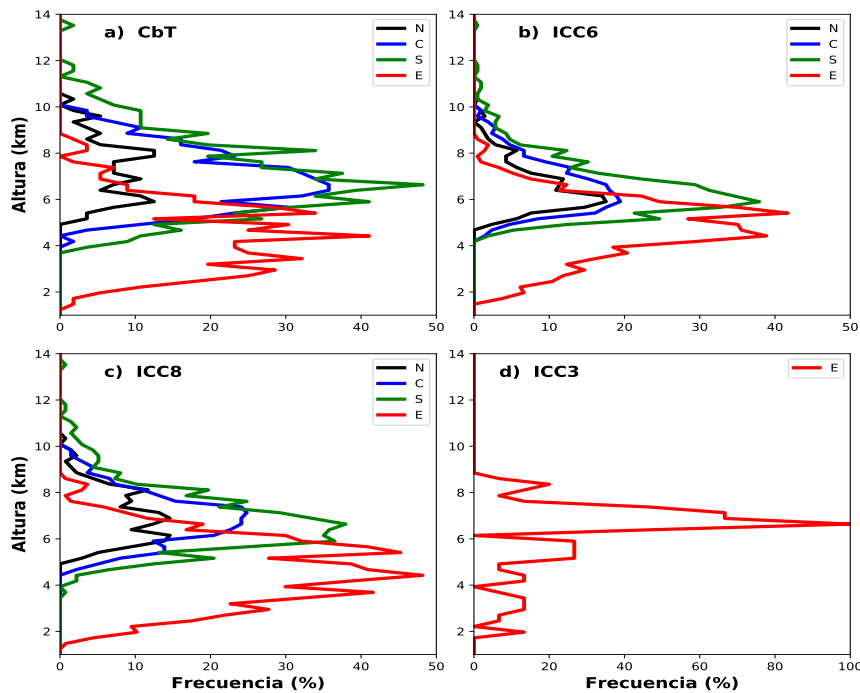


Figura 4.17: Se muestra la distribución frecuencia de ocurrencia de alturas de los umbrales de 40-dBZ observado por el PR para un periodo 1998-2014. **a)** CbT, **b)** ICC6, **c)** ICC8 y **d)** ICC3

cuenca, en cambio sobre la region **E** no existe una o más modas secundarias (excepto en CCI3).

4.2.3. Climatología de la estructura vertical de las nubes convectivas

En la figura 4.18 se muestra la climatología de altura tope de 40 dBZ y 30 dBZ (MH40 y MH30) para un sistema de nubes convectivas calculado para un periodo 1998-2018, disponible desde PR-TRMM y PRKu-GPM. Se observa las alturas máximas de 40 y 30 dBZ en la región **E** se encuentran en niveles más bajos que los otros regiones, por eso solamente se comparan las regiones (**N**, **C**, **S**). En figura 4.18a la altura máxima del percentil 25 se encuentra en la región **N** aproximadamente a una altura de 6.4km y el segundo más alto es la región **C**, ubicándose a 6km de altura. Donde el percentil 75 se encuentran a 7.8 km y 7.4 km de altura respectivamente. Por otro lado, en la figura 4.18b, la altura máxima de MH30 para el percentil 25 se encuentra en la región **N** aproximadamente a una altura de 6.8km y como segundo más alto, en la región **C**,

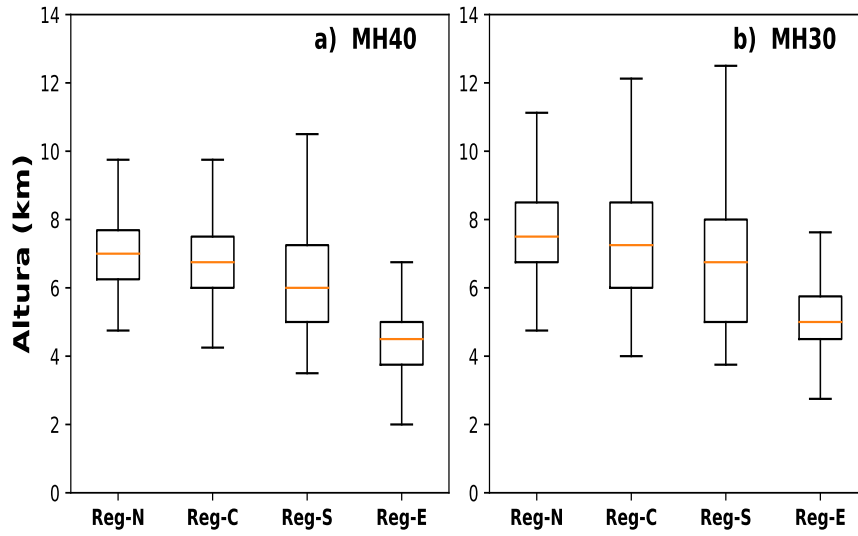


Figura 4.18: Climatología de altura tope para umbrales 40 y 30 dBZ para un periodo 1998-2018 calculado desde PR-TRMM y PRKu-GPM, **a)** Altura máxima de 40 dBZ y **b)** Altura máxima de 30 dBZ

ubicándose a 6km de altura, mientras que el percentil 75 se encuentra aproximadamente a 8.5 km y 8.4km de altura respectivamente. De la literatura se conoce que las alturas máximas de MH40 y MH30, en ausencia de velocidad vertical son usados como un proxy para identificar las intensidades de celdas convectivas (Bhat and Kumar, 2015; Xu and Zipser, 2012; Zipser et al., 2006).

En la figura 4.19 se muestra la frecuencia de la distribución acumulativa (CDF, sigla en inglés) para sistemas de nubes convectivas. El panel izquierdo indica la contribución a la lluvia desde nubes convectivas según el tamaño horizontal del sistema de precipitación. En ésta se observa que entre las regiones de la cuenca existe una clara diferencia de contribución a la lluvia, donde la mayor frecuencia de ocurrencia se encuentra en la región **E**. En cambio, los tamaños pequeños de nubes convectivas se encuentran con mayor frecuencia en la región **N**. Por consiguiente es posible afirmar que se incrementa la altitud de la topografía, paralelamente disminuye el tamaño horizontal de la precipitación convectiva. En panel derecho, se muestra la frecuencia acumulativa de altura máxima de 20 dBZ. Aquí se observa que la región **E** tiene la frecuencia de ocurrencia es más baja, lo que indica que la altura del tope de sistemas de nubes de precipitación son bajas en esta región. En cambio, la frecuencia de ocurrencia acumulativa en las regiones más elevadas de la cuenca son similares.

En la figura 4.20 se muestra los perfiles verticales de los máximos valores de reflec-

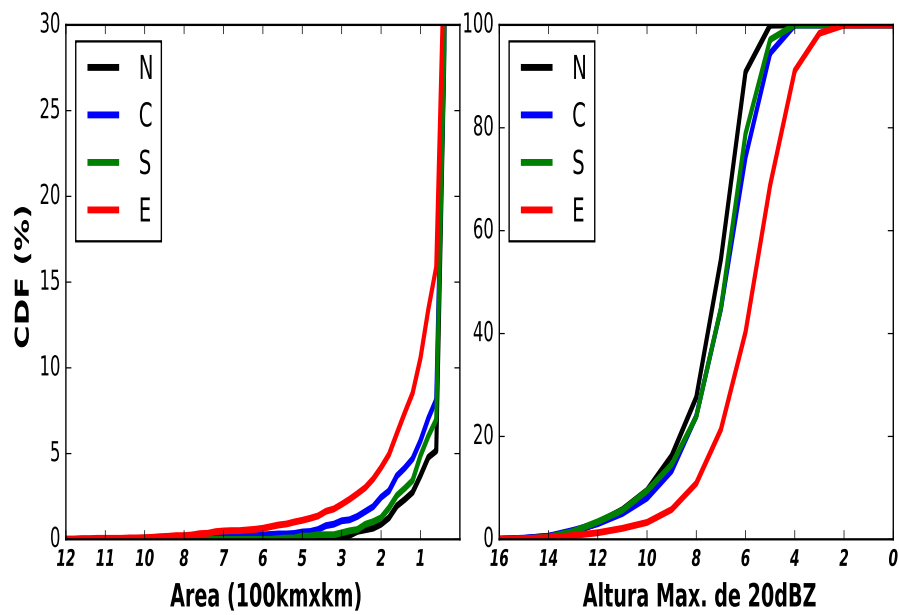


Figura 4.19: La frecuencia de ocurrencia acumulativa (CDF) para nubes convectivas en las regiones (N,C,S,E) para un periodo 1998-2018. **Panel izquierdo** area acumulativa y **panel derecha** la altura máxima de 20 dBZ

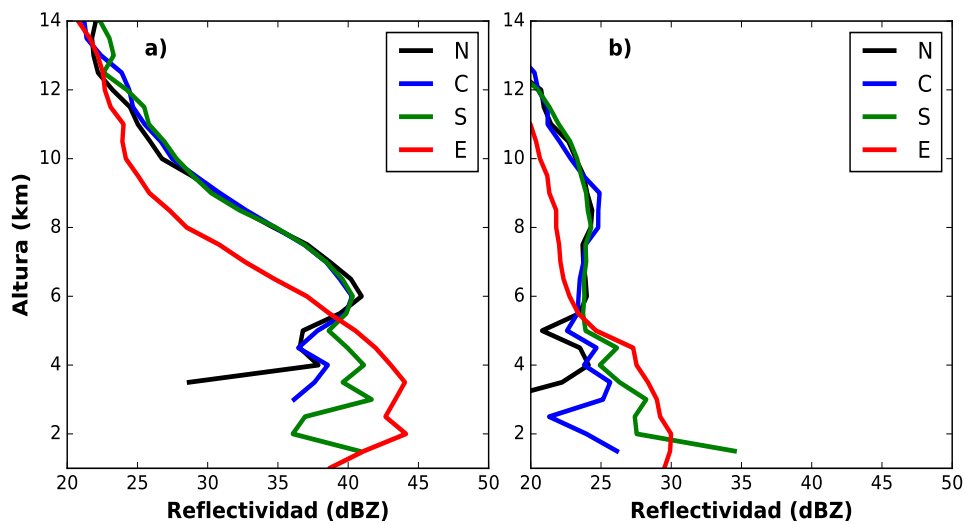


Figura 4.20: Promedio vertical de valores máximos de la reflectividad calculado desde un periodo 1998-2018 desde PR y PRKu. **a)** Mayores de percentil 25 y **b)** Para todos los valores

tividad para cada sistema de precipitación calculado para un periodo 1998-2018, donde la

figura 4.20a representa el promedio de reflectividad mayores a percentil de 25. Por encima de 5km de altura los perfiles son similares en las regiones más altas de la cuenca, tomando como máximo mayores de 40 dBZ a 6km de altura. En general estos valores son altos con respecto a la región **E**, de donde se deduce que el nivel de congelación que se encuentra por encima de isoterma de 0° (4.9 km sobre región **C**) es mayor en **E** que las regiones (**N**, **C**, **S**). En la figura 4.20b se muestra el promedio para todas valores de reflectividades máximos del sistema de precipitación. Entre 6km y 12 km de altura existe una diferencia entre región **E** y otras regiones. Apartir de 5.8km de altura hacia bajo, el promedio de reflectividad es diferente para las distintas regiones. Esta variación se principalmente a las variaciones topográficas de la zona.

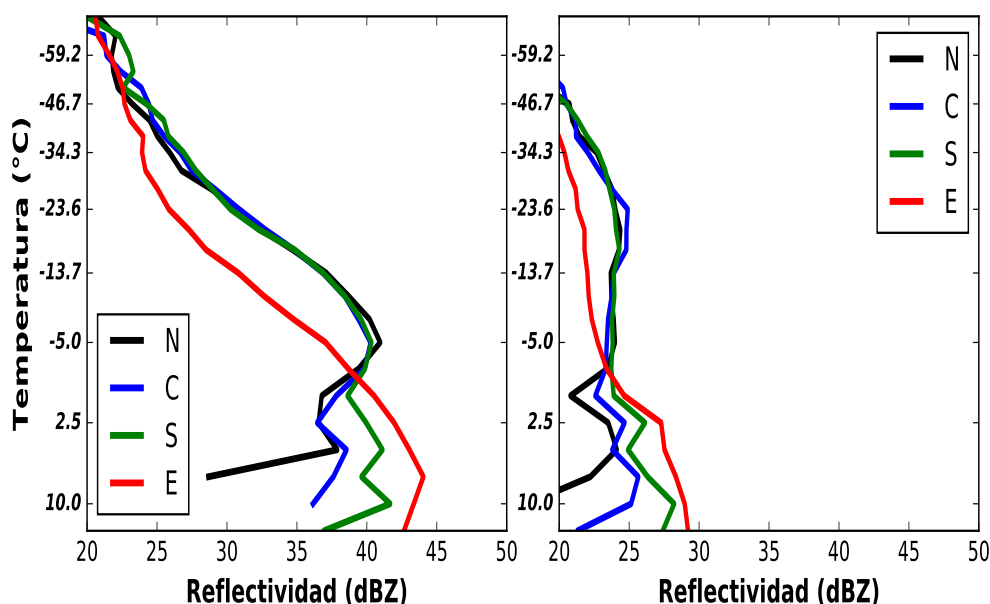


Figura 4.21: La temperatura de la atmósfera y el promedio vertical de la reflectividad (la misma figura 4.20). a) Temperatura versus promedio de reflectividad (percentil 25) y b) temperatura versus promedio total de las reflectividades

En la figura 4.21 se muestra la temperatura (C°) relacionada con el promedio del perfil vertical de reflectividad. La figura 4.21a representa para sistemas de nubes convectivas severas (mayores a percentil 25). En las regiones más altas de la cuenca se observan perfiles de promedio de la reflectividad más intensos que en la región Amazonia y los Andes. Específicamente entre $-5C^{\circ}$ y $-46.7C^{\circ}$ se observa perfiles más fuertes. Esta región se ubica dentro de la región de congelación lo que indica corrientes ascendentes y donde existen partículas de hielo más grandes (Zipser et al., 2006; Zipser and Lutz, 1994).

4.3. Microfísica de las nubes en la cuenca del Mantaro

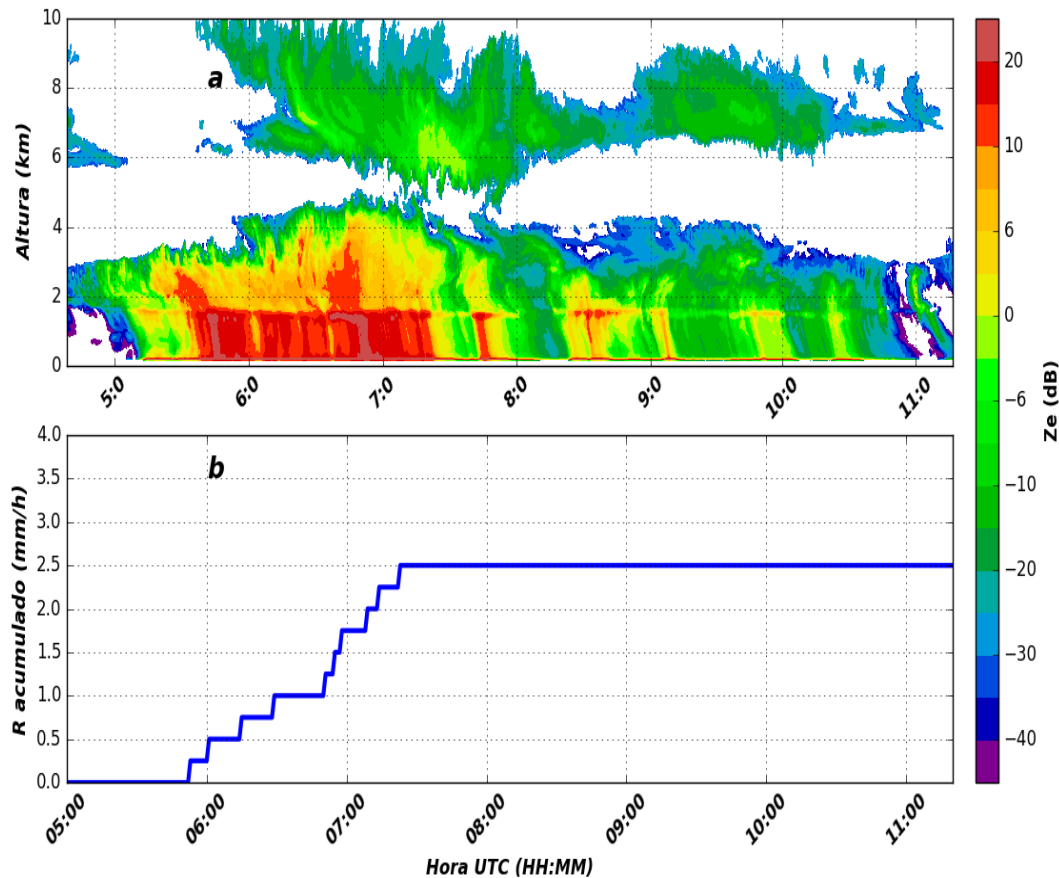


Figura 4.22: (a) Distribución vertical de reflectividad versus tiempo a partir de Mira35C, (b) registro de lluvia (mm/h) con el pluviometro para el evento 29 de enero de 2016 sobre valle del río Mantaro.

En la figura 4.22 se muestra la distribución vertical y temporal de la reflectividad y la lluvia acumulada observada por un pluviometro instalado a 20 metros de la ubicación del Mira35C, este evento corresponde el 29 de enero de 2016. En la figura 4.22a se muestra la reflectividad en altura versus tiempo en horas UTC. Por debajo de 2km de altura se observa una franja bien marcada durante más de 5 horas cubriendo el cielo de LAMAR, esta franja es una señal de la banda brillante (BB) que garantiza la lluvia estratiforme, asimismo se observa que la nube se extiende verticalmente en dos niveles, donde el tope de la nube del segundo nivel se extiende más de 8km de altura, esta nube es más probable se trata de nube cirrus que casi en su totalidad estan compuestas de partículas de hielo.

Mientras que las nubes del primer nivel se extienden hasta 4km de altura lo cual indica que las nubes no son tan profundas que presentan predominancia en la extensión horizontal que en la vertical. Aproximadamente entre 5:40 horas y 7:20 horas se observan valores de reflectividad altas, en esta misma intervalo de tiempo el pluviometro registra la lluvia acumulada que logra acumularse hasta 2.5mm (4.22b). Lo cual revela que para valores de alrededor de 20dBZ es posible observar la ocurrencia de lluvia significativa.

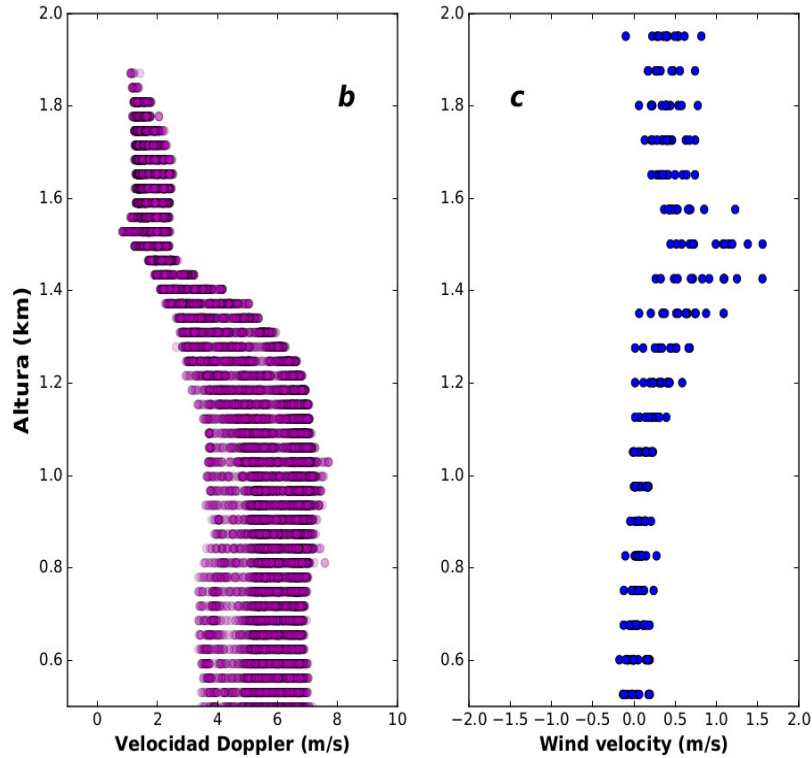


Figura 4.23: Velocidad Doppler (Mira35C) de hidrometeoros y velocidad de la atmósfera en la componente vertical (BLTR) estimado entre 6:00 y 6:20 horas de la figura 4.22a.

En la figura 4.23b se muestra la variación en el perfil vertical de la velocidad Doppler para las partículas de lluvia (fig: 4.22a). Se observa claramente que los hidrometeoros se desplazan hacia la superficie con diferentes valores de velocidades (se consideró valores positivos hacia superficie y negativos hacia arriba), cabe señalar que la velocidad Doppler incluye la suma de la velocidad de hidrometeoros y la velocidad vertical del viento. En la región de BB aproximadamente entre 1.2 y 1.5 km de altura se observa un fuerte gradiente de velocidad Doppler, esta revela que en esta región los hidrometeoros sufren procesos microfísicos predominantes, como el proceso de coalecencia donde el tamaño de hidrometeoros aumenta y cambia de fase desde sólido a líquido. En cambio, por debajo de la BB los hidrometeoros se encuentran completamente en fase líquida, lo que caracteriza

a un evento de precipitación estratiforme. De modo que aproximadamente por debajo de 1 km de altura la caída de hidrometeoros presenta un espectro amplio de velocidad Doppler desde 2.8 m/s hasta 6.6m/s. En la figura 4.22c se muestra la velocidad del viento en la vertical observado por el radar BLTR para el mismo intervalo de la figura 4.23b. Alrededor de 1.5km de altura incrementa considerablemente la velocidad del viento, lo que probablemente se debe a que en esta región los hidrometeoros generan velocidad de arrastre. Esto está de acuerdo con el trabajo de (Williams, 2016), que indica que en la región de BB donde incrementa el porcentaje de ocurrencia es más posible detectar el movimiento de aire claro. De aquí se afirma que en la región de BB se encontro un gradiente positivo de velocidad debido a dos aspectos una por el aumento de tamaño y el cambio de fase de las partículas (Williams, 2016).

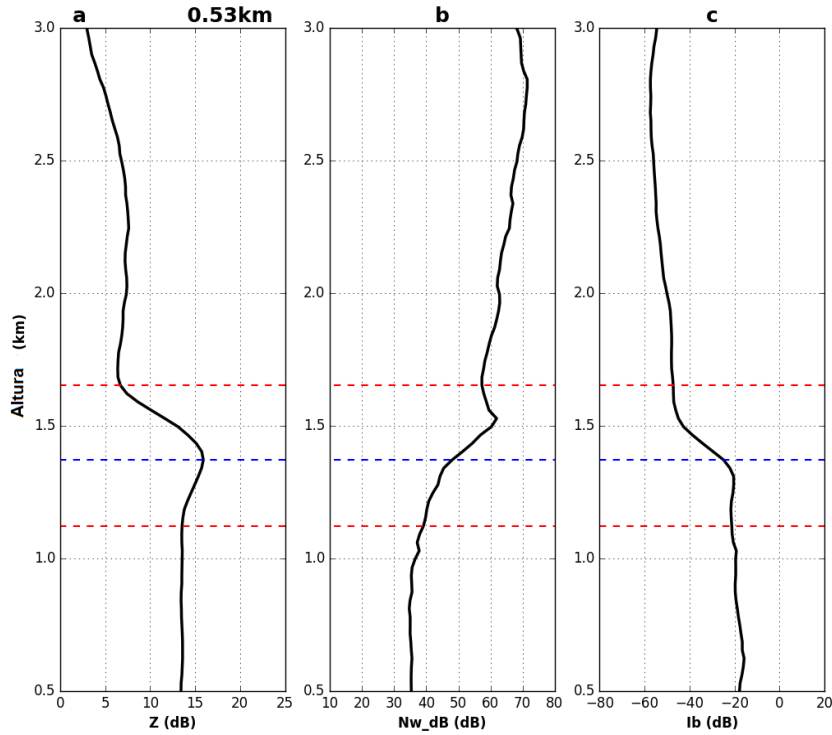


Figura 4.24: Perfil vertical de reflectividad y sus componentes para el evento del 29 de enero de 2016 evento ocurrido sobre LAMAR. **a)** Perfil vertical de la reflectividad, **b)** componente de la reflectividad definido como $N_w^{dB} = 10\log(N_w)$ y **c)** componente de la reflectividad definido como $I_b^dB = 10\log[F(D_m, \mu)]$

En la figura 4.24 se muestra el promedio vertical de la reflectividad y sus componentes, correspondiente al evento del 29 de enero de 2016. En el panel izquierda (fig:a) se observa que la banda brillante tiene un ancho de 0.53 km (señalada con líneas puntiadas de color rojo) y el pico máximo del promedio de la reflectividad se encuentra a 1.4 km de

altura (línea azul). El panel medio (fig:b) indica el promedio vertical del componente de reflectividad definido como $N_w^{dB} = 10\log(N_w)$, expresado en función del número de concentración normalizada (N_w) y el panel derecho (fig:c) representa el factor forma de la función gamma, definido como $I_b^dB = 10\log[F(D_m, \mu)]$. Este factor contiene el diámetro de los hidrometeoros y el parámetro μ . En la región de banda brillante a partir de 1.5 km hacia abajo (fig:b) bruscamente disminuye el número de la concentración de hidrometeoros y a su vez aumenta de manera significativa su tamaño (fig:c). Este aumento del diámetro de los hidrometeoros es responsable del incrementar de los valores de reflectividad (fig:b) en la región de la BB. En cambio por debajo de la BB, la concentración de hidrometeoros disminuye ligeramente y en contraste el componente I_b^dB se incrementa. A partir de nuestro resultado es posible afirmar que en la región de la BB pueden ocurrir procesos microfísicos complejos como coalescencia-colisión, ruptura y agregación. En cambio por debajo de la BB principalmente ocurre el proceso de coalescencia. Aunque está bien documentado que este proceso microfísico fundamentalmente ocurre en las corrientes verticales ascendentes, sin embargo nuestro resultado evidencia que por debajo de la BB ocurre el proceso de coalescencia siendo consistente con el trabajo de investigación (Williams, 2016).

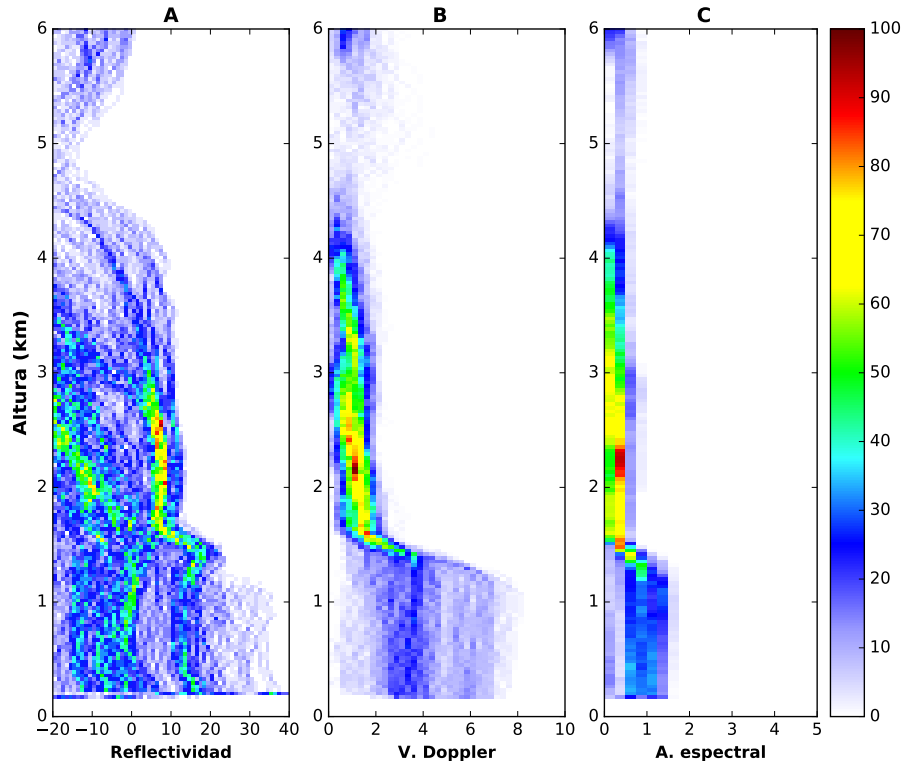


Figura 4.25: Perfil vertical del diagrama de frecuencia normalizada (CFAD, sigla en inglés) para el evento del 29 de enero de 2016 observado por Mira35C. **a)** Reflectividad, **b)** Velocidad Doppler y **c)** ancho espectral

En la figura 4.25 se muestra el diagrama de frecuencia de normalizada (CFAD, sigla en ingles), esta indica el porcentaje de ocurrencia de valores de reflectividad en cada intervalo de 1dBZ, velocidad Doppler y el ancho espectral observado desde el radar perfilador de nube (Mira35C). En los niveles de congelación alrededor de 2km de altura se observan claramente dos franjas de mayor porcentaje de ocurrencia (4.25a). Seguidamente se observa el primer pico a 1.5km de altura y el segundo pico a 1 km de altura con porcentaje de ocurrencia menor. Estos dos picos son señales de la banda brillante, inherente a la lluvia estratiforme. El primer pico corresponde a reflectividades pequeñas, que se corresponden con nubes que aportan precipitación ligera con gotas pequeñas que, por debajo de la BB tienden a evaporarse. En cambio el segundo pico representa lluvias con gotas relativamente grandes para lluvia, estratiforme puesto que los valores de reflectividad son grandes. En la figura 4.25b representa la velocidad Doppler. Aquí el mayor porcentaje de ocurrencia se observa en el nivel de congelación donde los hidrometeoros caen con velocidades de alrededor de 1m/s. Específicamente por encima de 2.7km de altura, los hidrometeoros pueden incluir de graupel, nieve, cristales de hielo y agua superenfriada, puesto que el nivel de isoterma de 0° se encuentra cercano a 1.7 km de altura (Chávez Jara, 2013; Williams, 2016). Desde 1.7km de altura hacia abajo la velocidad de caída de los hidrometeoros cambia bruscamente y por debajo de BB llega a 7m/s. Este amplio espectro de velocidades se debe a la distribución por tamaños de las gotas de lluvia. En la figura 4.25c, que muestra el ancho espectral (m/s), se observa en el nivel de congelación un porcentaje de ocurrencia más alta, con valores de alrededor de 0.5 m/s. Seguidamente entre 1 y 2 km de altura, se incrementa el porcentaje de ocurrencia, llegando a 1.5m/s. El incremento del ancho espectral por debajo de la BB es consecuencia con la presencia de una amplia distribución de tamaño de gotas y consecuentemente, de velocidades de caída de los hidrometeoros, que garantizan la continuidad del proceso de coalescencia (Williams, 2016).

Sobre el Observatorio de Huancayo donde se encuentra LAMAR se realizó la comparación del perfil vertical de la reflectividad entre PR y Mira35C. La figura 4.26a muestra el promedio de la reflectividad dada por PR para el periodo 1998-2014 donde, el color azul es para convectiva y negro estratiforme. Se observa entre 1 y 1.5 km de altura la existencia del nivel de la BB en presencia de lluvia estratiforme. Por otra parte, la figura 4.26b indica el promedio de reflectividad desde Mira35C para 7 eventos. Se observa variaciones significativas del promedio de reflectividad entre 0.9 km y 2 km de altura. Precisamente estas variaciones ocurren dentro de los niveles de la BB que se mostraron en la figura 4.25, donde el pico del nivel más bajo representa las mayores gotas de la lluvia estratiforme. Usando los parámetros **a** y **b** encontrado por (Villalobos, 2016) para la relación

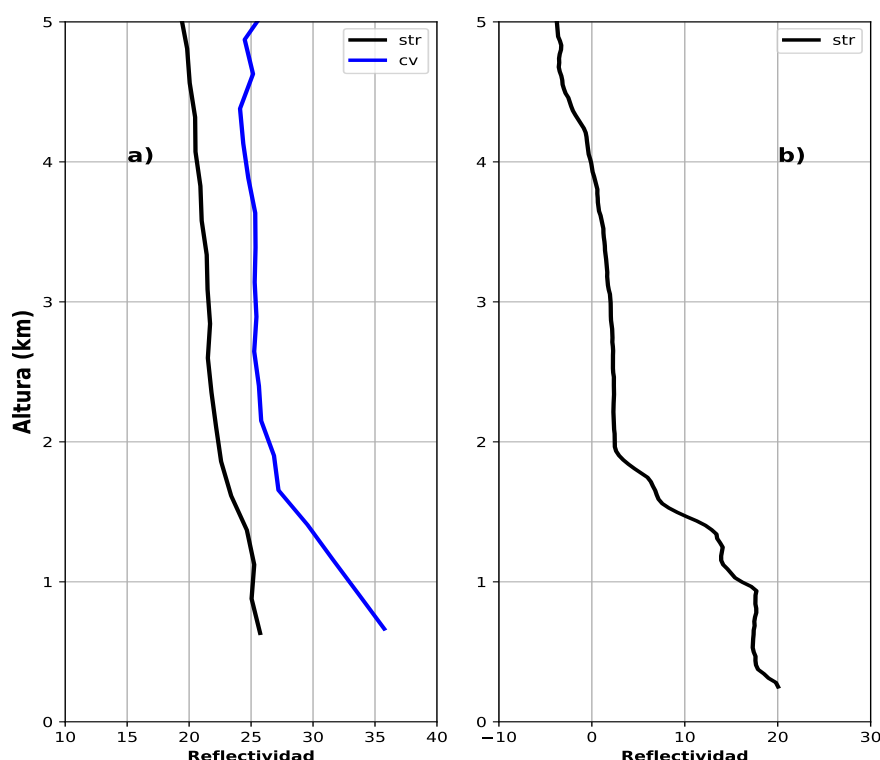


Figura 4.26: Comparación de perfil vertical de la reflectividad entre radar perfilador de nube (Mira35C) y el radar de precipitación PR-TRMM sobre Observatorio de Huancayo

exponencial **R-Z** sobre el valle del río Mantaro, se han calculado las intensidades de lluvia para el promedio de la reflectividad (fig:4.26b), por ejemplo para 20 dBZ equivale una intensidad de 1.66mm/hr y para 16dBZ equivale 0.66 mm/hr. A partir de este resultado se puede afirmar que la intensidad de lluvia por debajo de 1.66mm/hr paracticamente es despreciado por el PR-TRMM.

El N_w (dB) es el componente de la reflectividad que se utiliza en este trabajo para representar la concentración de partículas, el I_b (dB) es una función de dos parametros; el promedio de volumen en peso (D_m) y el parámetro de forma μ . En la figura 4.27 se muestra el promedio de perfil vertical Z_e y de sus componentes N_w y I_b referidos a las lluvias estratiformes y convectivas. Se observan que en todas las sub-áreas la concentración de hidrometeoros (4.27b) entre 9 y 12 km de altura presenta pico de valores, aunque en las regiones de Andes son menores los picos, esta es una evidencia que en este intervalo existe alta concentración de partículas con diámetros muy pequeñas (4.27c). Luego a partir de 8km hacia niveles bajos aumenta ligeramente la concentración de los hidrometeoros esto para todas las sub-áreas. La región **E**, presenta dos momentos de aumento que alrededor de 4.8km de altura se observa un pico bastante pequeña, que con mayor evidencia

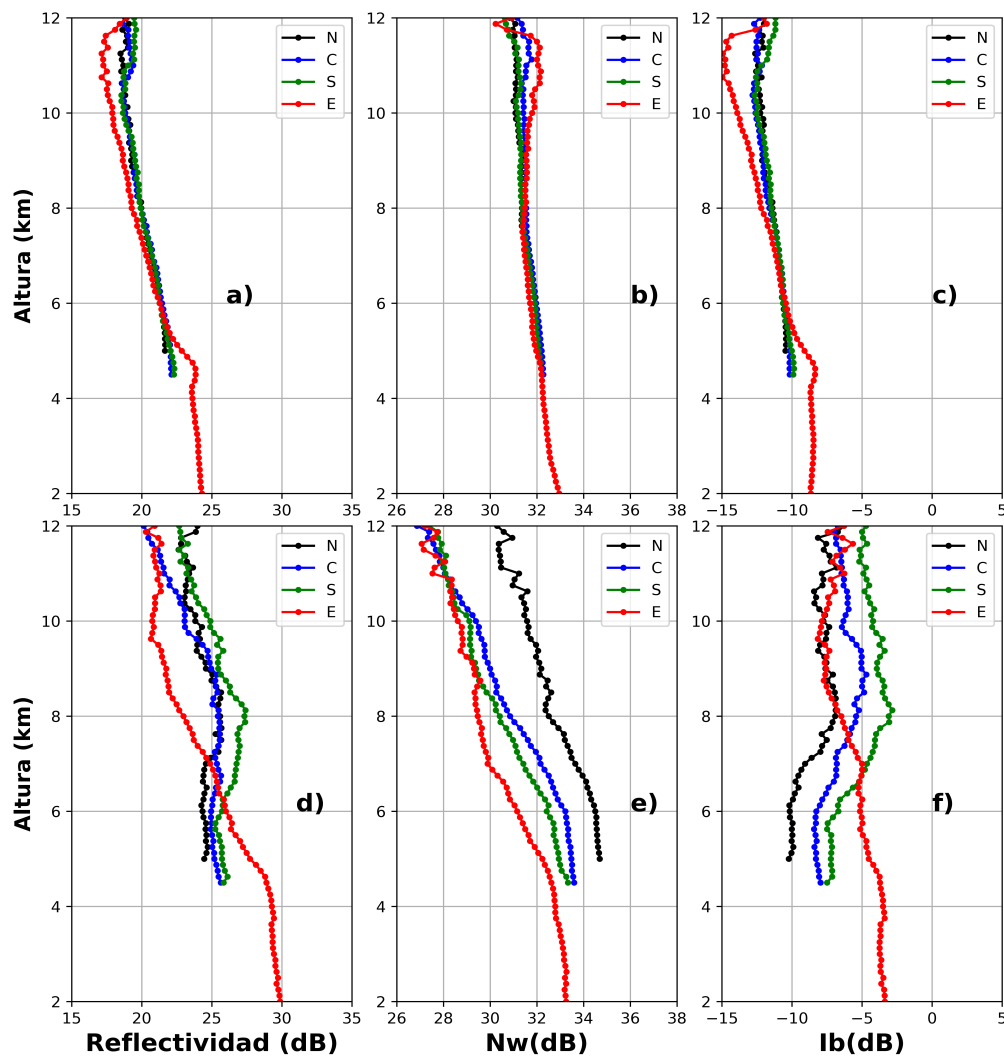


Figura 4.27: Promedio vertical de parámetros de la distribución de gotas de lluvia y partículas de nube desde KuPR-GPM (2014-2018) sobre las sub-áreas de la cuenca del Mantaro (a) Reflectividad para lluvia estratiforme, (b) Nw para lluvia estratiforme, (c) **Ib** para lluvia estratiforme, (d) reflectividad para lluvia convectiva, (e) Nw para lluvia convectiva y (f) **Ib** para lluvia convectiva

se observa en el componente **Ib** (4.27c), esta altura corresponde a la misma altura de la banda brillante, similarmente a la misma altura la reflectividad tiene valores pico, de tal modo evidencia que la banda brillante (4.27a) se encuentra alrededor de 4.8km de altura. Asimismo, en la región **E** por debajo del nivel de altura de congelación (FHL, sigla en inglés) la reflectividad fuertemente depende del componente **Ib**, con claridad se observa en la región de banda brillante: Por lo tanto, es posible afirmar que en la lluvia estratiforme el aumento de valores de reflectividad por debajo de FHL principalmente depende de la predominancia del tamaño de las partículas. En cambio, en la lluvia convectiva

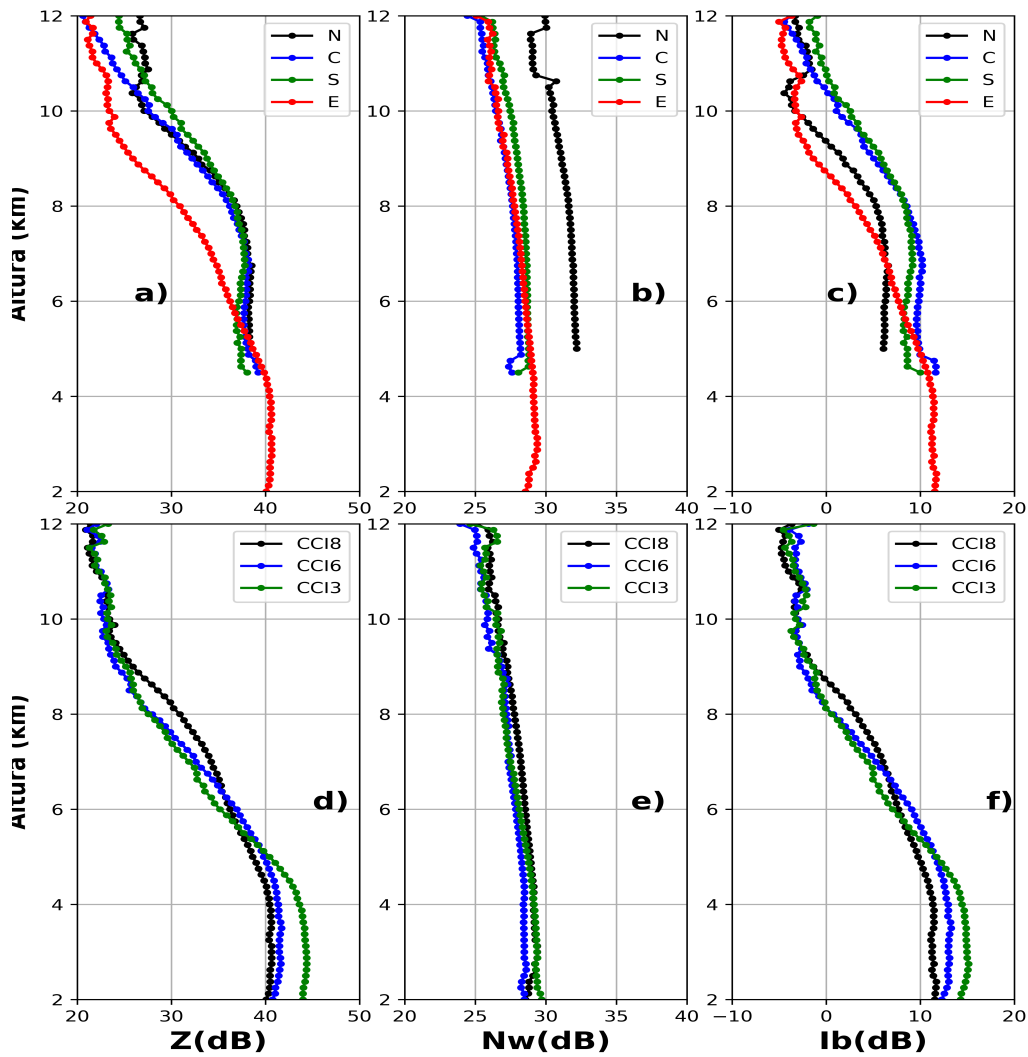


Figura 4.28: Promedio vertical de parámetros de la distribución de gotas de lluvia y partículas de nube desde KuPR-GPM (2014-2018) sobre las sub-áreas de la cuenca del Mantaro (a) Reflectividad para sistema de nubes convectivas intensas, (b) N_w para CCI8s, (c) I_b para CCI8s, (d) reflectividad para para CCI3, CCI6 y CCI8, (e) N_w para CCI3, CCI6 y CCI8 y (f) I_b para CCI3, CCI6 y CCI8

son diferentes la distribución vertical de partículas, donde la concentración de partículas (4.27e) para todas las sub-áreas varía fuertemente en el perfil vertical. Puesto que en la región N, el perfil de la concentración es alta con respecto de otras sub-áreas y el I_b predomina ligeramente menor. Entre 5 y 11km de altura existe una clara diferencia de valores de reflectividad entre sub-áreas de Andes y Amazonia-Andes (4.27d). Los de Andes presentan alta concentración de hidrometeoros, a su vez el tamaño disminuye significativamente. Mientras que en la región E, la concentración aumenta fuertemente hasta llegar a la superficie y el diámetro ligeramente aumenta, Este resultado manifiesta que

la reflectividad por debajo de 10km de altura, depende por la predominancia de ambos componentes de Z_e , aunque ligeramente domina la concentración de hidrometeoros en algunos intervalos de altura. Por otro lado, en la figura 4.28, se muestra la reflectividad y sus componentes para nubes intensas de tipo CCI. En la región **N** (línea negra), para nubes CCI8s la concentración de hidrometeoros es significativamente alta con respecto de las otras sub-áreas, aunque el tamaño de los hidrometeoros es menor con respecto de las regiones **C** y **S**. En general la concentración se mantiene relativamente constante en todas las sub-áreas (4.28b), en cambio el tamaño de los hidrometeoros varían fuertemente, por ejemplo, en las regiones de Andes entre 5 y 11 km de altura aumenta significativamente (4.28c), en esta misma altura la reflectividad aumenta y se observa clara diferencia entre las regiones de Andes y Amazonia-Andes. De este resultado se afirma que en las nubes activas de tipo CCI predominan el componente I_b (dB), lo cual indica que en las sub-áreas de Andes entre 6 y 10km de altura la reflectividad es sensible a la distribución del tamaño de partículas, mientras que en la región **E**, entre 4 y 9km de altura también predomina el tamaño de partículas, lo que revela una clara ocurrencia y predominancia del proceso de coalescencia. En cambio, para nubes de tipo estratiforme y convectiva no son tan claro la predominancia de los componentes de Z_e , aunque en lluvia convectiva la concentración de partículas presenta variación importante. En las subfiguras 4.28 (d,e,f) se muestra el perfil vertical de Z_e para nubes CCI a 3,6 y 8km de altura de referencia, la concentración de partículas en toda vertical se mantiene relativamente constante mientras que el I_b varía pronunciadamente para cada tipo de CCI, este resultado refleja que el perfil vertical de Z_e cambia según a la altura de referencia, lo cual está íntimamente relacionado con la variación de los componentes de Z_e , de modo que fundamentalmente predomina el tamaño de partículas y en menor efecto por la variación de la concentración. En general, en las sub-áreas (**N**, **C**, **S** y **E**) cumple, que los valores de la reflectividad es mucho más sensible a la variación del tamaño de las partículas de lluvia, esto es debido a que por definición la reflectividad es proporcional a la sexta potencia del diámetro de las partículas.

En la figura 4.29 se muestra el promedio de los parámetros según el rango de la intensidad de lluvia; El promedio en peso del diámetro D_m y la concentración de los hidrometeoros N_w determinado desde PRKu para el periodo 2014-2018. El panel superior indica la variación del D_m en las regiones **N**, **C**, **S** y **E** donde el eje abscisa son intervalos de intensidades de la lluvia. En este panel se observa que para el rango desde 1 mm/h hasta 5 mm/h en todas las regiones aumenta el diámetro promedio peso de la lluvia, aunque con variaciones muy pequeñas como en las regiones **S** y **E**, en estas dos regiones los valores de D_m incrementa ligeramente a medida que aumenta el intervalo de intensidades de lluvia. En las regiones **N** y **C** desde 5 mm/h hasta 15 mm/h el promedio de D_m tiende a incre-

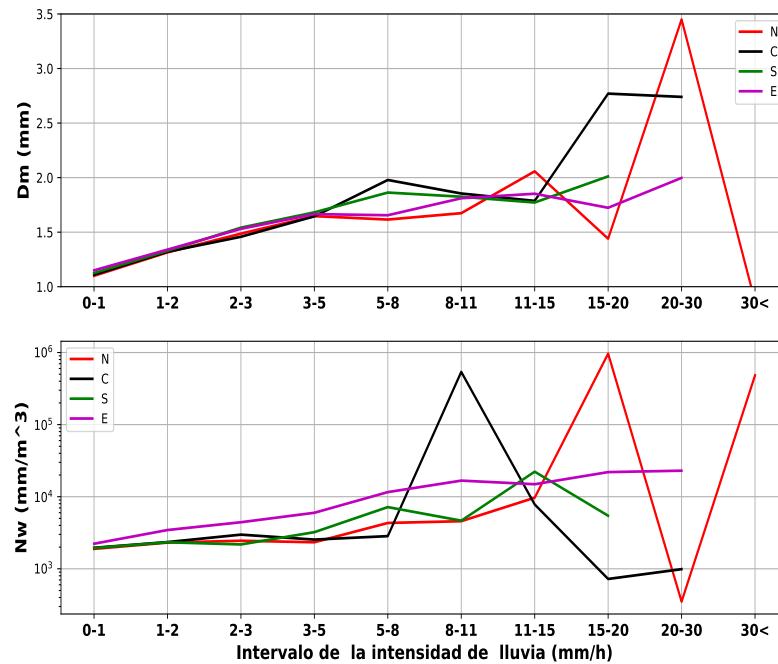


Figura 4.29: El promedio de los parámetros microfísicos según el rango de la intensidad de lluvia determinado desde PRKu para periodo 2014-2018

mentar ligeramente, específicamente las pendientes varían según el sub-área de estudio, mientras que desde 15 mm/h hasta mayores de 30 mm/h los valores de **Dm** son altamente variables, y en la región **S** presenta valores muy altos en el intervalo entre 15-30 mm/h, en cambio en la región **N** presenta valores altos de **Dm** en el intervalo de intensidades desde 20 mm/h hasta 30 mm/h. En el panel inferior se muestra el promedio del **Nw** que indica la concentración de los hidrometeoros según el intervalo de intensidades, desde 1 hasta 8 mm/h aumenta la pendiente en todas las regiones, en la región **E** la pendiente aumenta hasta 30 mm/h, lo que indica que en esta región el número concentración de los hidrometeoros incrementa a medida que la intensidad aumenta. Mientras que en la región **C** en el intervalo 8 mm/h y 15 mm/h el **Nw** aumenta bruscamente, a la vez en este mismo rango el **Dm** disminuye, luego desde 15 mm/h los valores de **Dm** incrementa, mientras que el **Nw** disminuye. Resumiendo se tiene que en las regiones **N** y **C** los valores de **Dm** aumenta uniformemente hasta 15 mm/h y después de este valor varía fuertemente, mientras que los valores de **Nw** aumenta uniformemente hasta 8 mm/h (región **C**) y hasta 15 mm/h (región **N**). Y a partir de estos dos últimos valores cambia bruscamente. De este resultado se puede afirmar que en la región **E** y **S** los parámetros **Nw** y **Dm** incrementan

a medida el intervalo de intensidad aumenta. Mientras que en las regiones **C** y **N** hasta 8 mm/h de intensidad de lluvia los dos parametros incrementan uniformemente y a partir desde 8 mm/h presentan variaciones significativas en los dos parametros microfísicas.

4.4. Simulación numérica y observación instrumental

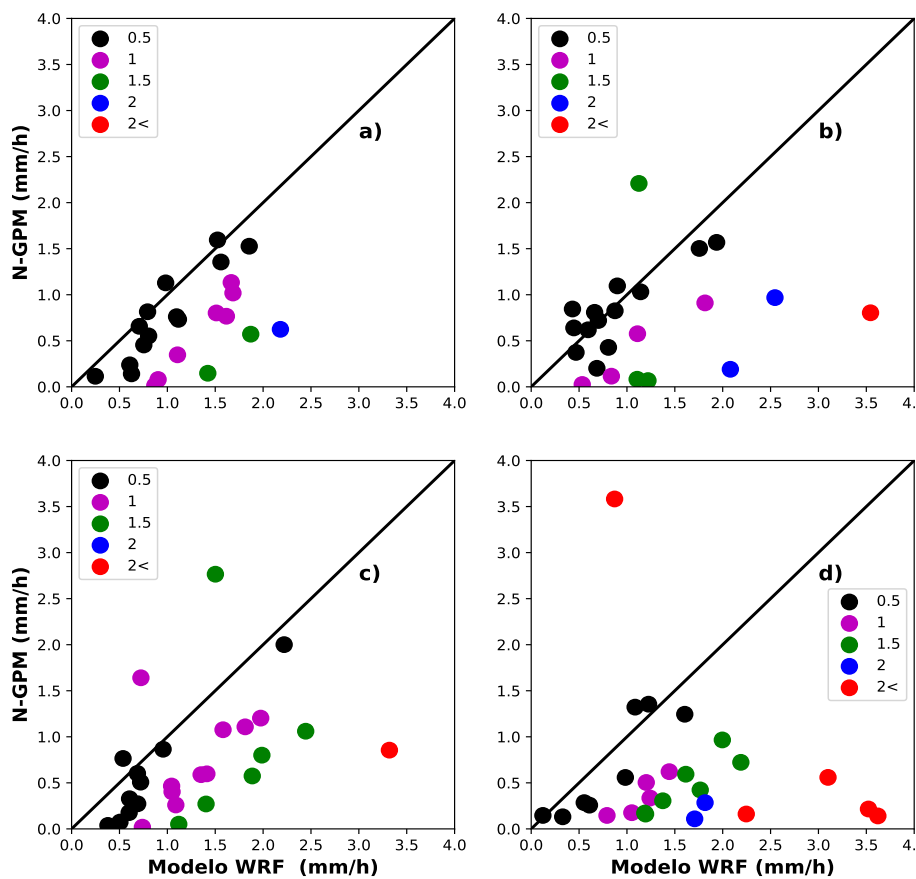


Figura 4.30: Dispersión de la intensidad de lluvia entre observado por el sensor del N-GPM y por el modelo WRF simulado para 28 eventos de precipitación ocurrido en alguna area de la cuenca. Cada panel corresponde a las regiones de la cuenca del Mantaro. **a)** Region **N**, **b)** Region **C**, **c)** Region **S**, **d)** Region **E**

En la figura 4.30 se muestra la dispersión de la intensidad de lluvia entre el observado por el sensor del satélite N-GPM y modelo WRF que fue simulado para 28 eventos ocurrido en algún área de la cuenca del Mantaro. La estimación de precipitación se obtiene desde un barrido del satélite N-GPM en mm/h para un tiempo determinado. Para comparar la lluvia del satélite con la precipitación del modelo WRF se obtuvo lluvia acumulada

durante 30 minutos de tal manera que el desfase temporal es considerado. En la figura 4.30 los puntos de colores indican la escala de diferencias que existen entre el modelado y observado. Donde el rango de 0-0.5 mm/h (puntos negra) son los que se distribuyen cercano a la diagonal principal (línea negra) puesto que la diferencia son mínimas, el rango 0.5-1 mm/h (magenta), 1-1.5 mm/h (verde), 1.5-2 mm/h (azul) y mayores a 2 mm/h (rojo), son intervalos que respectivamente indican mayores diferencias que existe entre modelado y observado. En general, los eventos de la dispersión se localizan alrededor y por de bajo de la línea diagonal a excepción de algunos que están por encima del diagonal como en la región **C**, **S** y **E** lo que evidencia que el modelo en algunas condiciones atmosféricas sub-estima la precipitación lo más probable para precipitaciones intensas, este resultado es consistente con los experimentos y análisis estadístico realizado por (Moya-Álvarez et al., 2018). De modo que, en general en las cuatro regiones el modelo WRF sobre-estima la precipitación, y el rango de sobre-estimación depende de la zona de estudio. Por ejemplo, en la región **N** se observa que la sobre-estimación de intensidad de lluvia es menor con respecto en la región **E**. En cambio los puntos que se localizan por encima del diagonal indican que la intensidad de lluvia es sub-estimada por el mismo modelo, este sub-estimación se debe a que el modelo WRF no detecta de manera adecuada el sistema de precipitación. Asimismo es importante señalar que los puntos negros localizados cerca a la diagonal indican que es más probable que el modelo WRF no reproduce de manera adecuada la distribución espacial de la precipitación, por ejemplo en la región de transición entre Andes y Amazonía (figura 4.30 b) se observa un punto rojo donde el modelo subestima la intensidad de lluvia, esto es posible debido a que el campo de precipitación que ocurre en la zona de estudio es influenciada por la escala sinóptica. Para casos de estudio se analizó la estructura y la evolución espacial de la precipitación sub-estimada por el modelo, para ello se seleccionó dos puntos la más alejado de la región **E**, uno del punto rojo (evento 2016-02-09 17:15) y un evento de punto negro (evento 2016-11-09 21:37) ambos en UTC.

En la figura 4.31 (panel izquierda) siendo las 2016-02-09 17:15 UTC, se observan sistema de nubes distribuidos espacialmente, por el lado Oeste-Sur de valle del Mantaro (limitado con línea negra) los núcleos más fríos alcanzan temperaturas de -45°C , mientras que por el lado central de valle del Mantaro se observan pequeñas porciones de nubes frías con valores de alrededor de -40°C y al Este de los Andes las nubes cubren una gran extensión horizontal donde los núcleos más fríos oscilan entre -40°C y -45°C . En el panel derecho después de 1:30 (siendo las 2016-02-09 18:45 UTC) se observan distribuciones de sistemas de nubes mucho más desarrollados, asimismo al Oeste-Sur del valle alcanzan temperaturas bajas alrededor de -60°C ésta es una evidencia de una convección

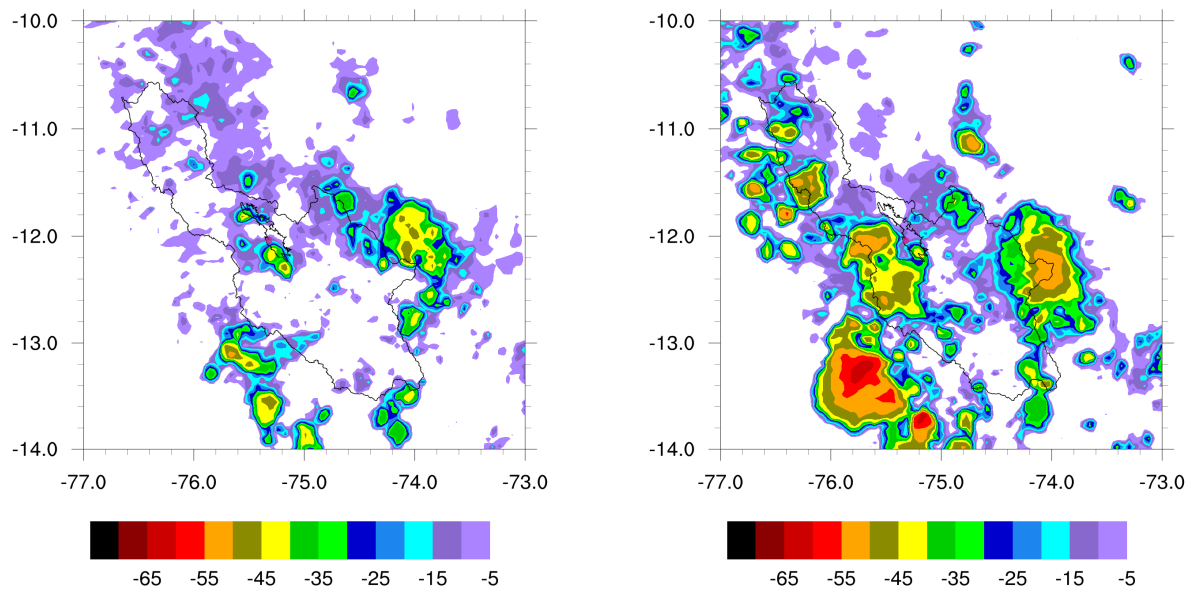


Figura 4.31: Distribución espacial de temperatura de brillo determinado desde GOES-13, se observan para tiempos distintos en UTC; 2016-02-09 17:15 (panel izquierda) y 2016-02-09 18:45 (panel derecha)

importante que se desarrolló nubes profundas y probablemente acompañada con lluvias intensas. Mientras que en la parte central aumentó la cobertura de nubes, lo que indica que hubo formación de nubes convectivas, en cambio al Este del valle también aumentó la extensión del sistema de nubes evidenciando el desplazamiento hacia el Oeste, de modo que el núcleo frío alcanzó a temperaturas bajas de alrededor de -50°C presentando nubes de gran extensión horizontal.

En la figura 4.32 se muestra la distribución espacial de la intensidad de lluvia en mm/h (panel izquierda) y la temperatura del tope de las nubes (panel derecha), éste evento fue escaneado por el satélite N-GPM siendo 2016-02-09 18:37 UTC. En el panel de la derecha se observan núcleos fríos que coinciden con el observado de la figura 4.31 (panel derecha) lo que indica, es consistente la representación espacial de las nubes desde el sensor del N-GPM. En el panel izquierdo, se observan la estimación de la intensidad de precipitación en mm/h sobre la región de transición Andes-Amazonía que llega hasta un valor de 8 mm/h.

En la figura 4.33 se muestra la distribución espacial del factor de reflectividad equivalente estimado cercano a la superficie. Este corresponde para el evento de la figura 4.32 donde el escaneo proviene desde el radar de precipitación del satélite N-GPM. En el panel izquierdo se observan reflectividades con valores altos alrededor de la región de transición Andes-Amazonía, mientras que sobre el valle del Mantaro (El punto magenta es la

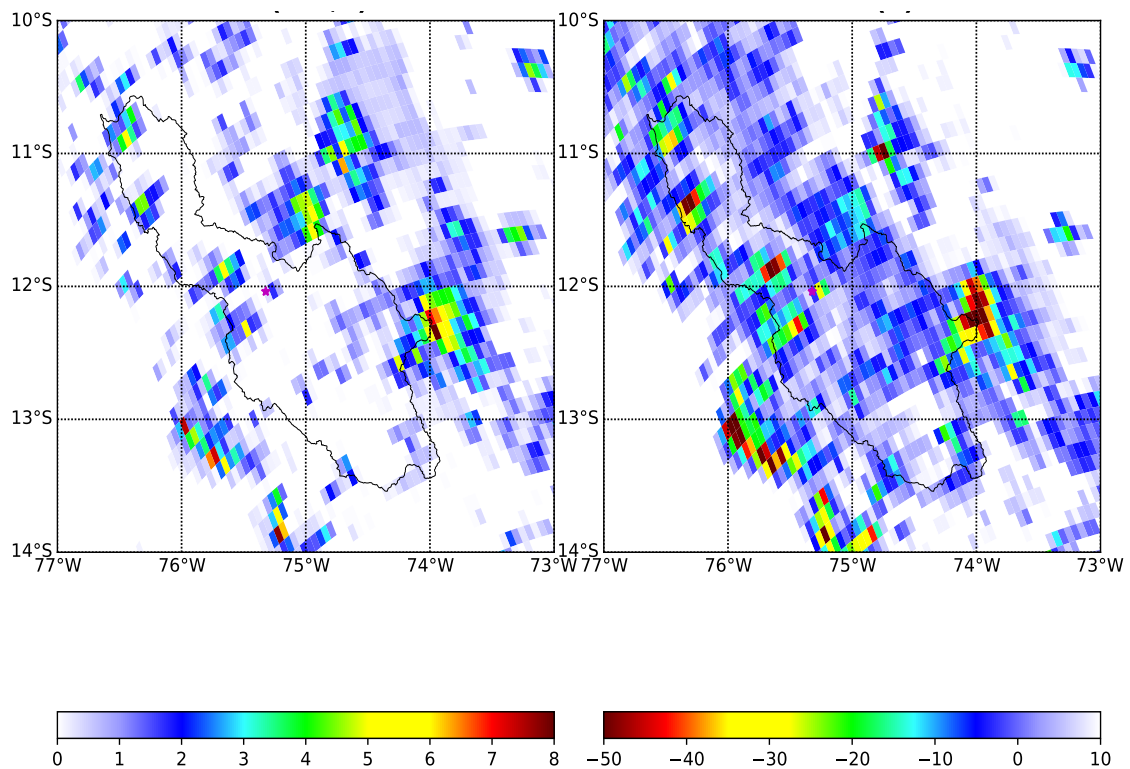


Figura 4.32: Distribucion espacial de la intensidad de lluvia en mm/h (panel izquierda) y los sistemas de nucleos más frios de la temperatura de brillo ambos determinado desde el sensor GMI del N-GPM para el evento de la figura 4.31

ubicación del LAMAR) se observan tres sistema de nubes con valores de reflectividad de alrededor de 26dBZ, este sistema de precipitación detectado por el radar coincide aceptablemente con la localización de nubes frías determinada desde la temperatura de brillo desde el satélite GOES-13 y por el sensor GMI del N-GPM. En el panel derecho se muestra sección transversal de la reflectividad, ésta indica la estructura de nubes de precipitación, este resultado evidencia la presencia de nubes profundas que tienen un alcance de hasta 10 km de altura, y mientras que a 4.8km de altura se observa una franja marcada lo que se conoce desde el punto de vista del radar como la banda brillante y ésta es una señal de la precipitación del tipo estratiforme.

En la figura 4.34 se muestra la intensidad (mm/h) de la lluvia acumulada de 30 minutos (panel izquierdo) y el promedio espacial del factor de reflectividad para 30 minutos (panel derecho) ambos determinado desde la simulación atmosférica que corresponde al evento de la figura 4.32. A lo largo de la cordillera de los Andes Centrales (panel izquierdo) se observan considerablemente la intensidad de lluvia (el lado Oeste de LAMAR) del mismo modo fuerte intensidad en la parte norte del LAMAR. Este sistema de precipitaciones es debido a la convección que se desarrollan a lo largo de la cordillera de los Andes

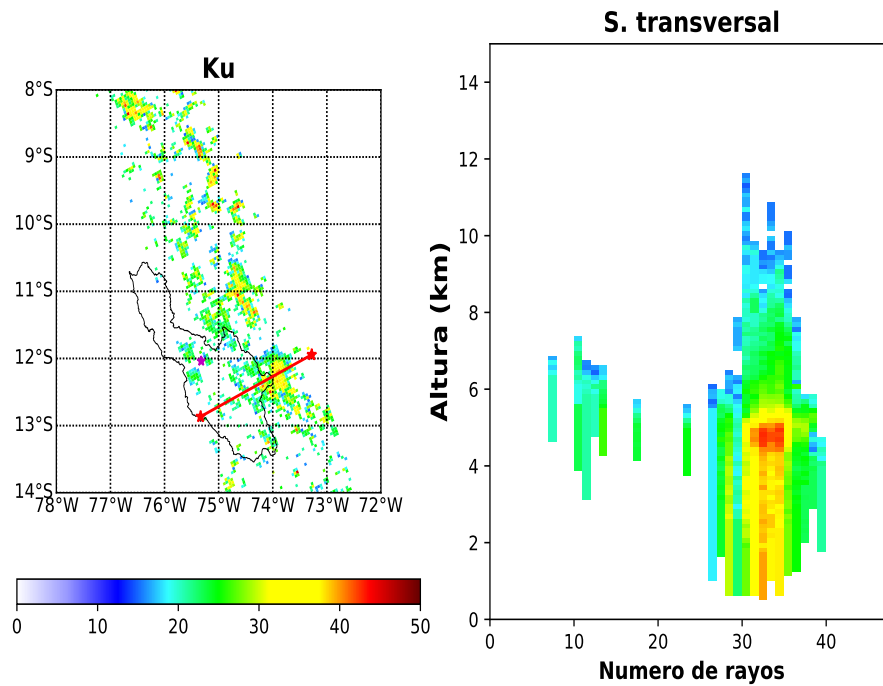


Figura 4.33: Distribución espacial de nubes de precipitación observado por el radar de banda Ku del satélite N-GPM para el evento de la figura 4.32, panel izquierdo escaneo en superficie de la reflectividad y panel derecho sección transversal para la línea roja

por procesos locales lo que estaria acorde que el modelo WRF genera la convección de manera adecuada. En cambio si se observa sobre el area de transición Andes-Amazonia la precipitación estratiforme detectada por el radar de precipitación (figura 4.33) no es reproducida por el modelo WRF3.7. Esta es una evidencia que el modelo WRF no es suficientemente capaz para reproducir la precipitación del evento de 2016-02-09 que en especial el sistema de precipitación se centró en la región **E**. Del mismo modo el campo de reflectividad (panel derecha) no muestra los nucleos fríos de sistema de nubes observada por el GOES-13 y por el sensor GMI del N-GPM (4.32 y 4.31). A partir de este resultado se afirma que el modelo WRF3.7 no reproduce la precipitación estratiforme centrado alrededor de la region **E**, uno de los factores principales es más probable que la dinamica que se presenta entre la transición Andes-Amazonia no es debidamente resuelto por el modelo WRF. En cambio en la región estrictamente los Andes Centrales el modelo

WRF reproduce aceptablemente bien. Por ejemplo, en la región **C** los tres sistemas de precipitación observado por el radar de precipitación (4.33-panel izquierdo) del mismo modo la lluvia estimada y los núcleos fríos del sensor GMI son reproducida por el modelo WRF.

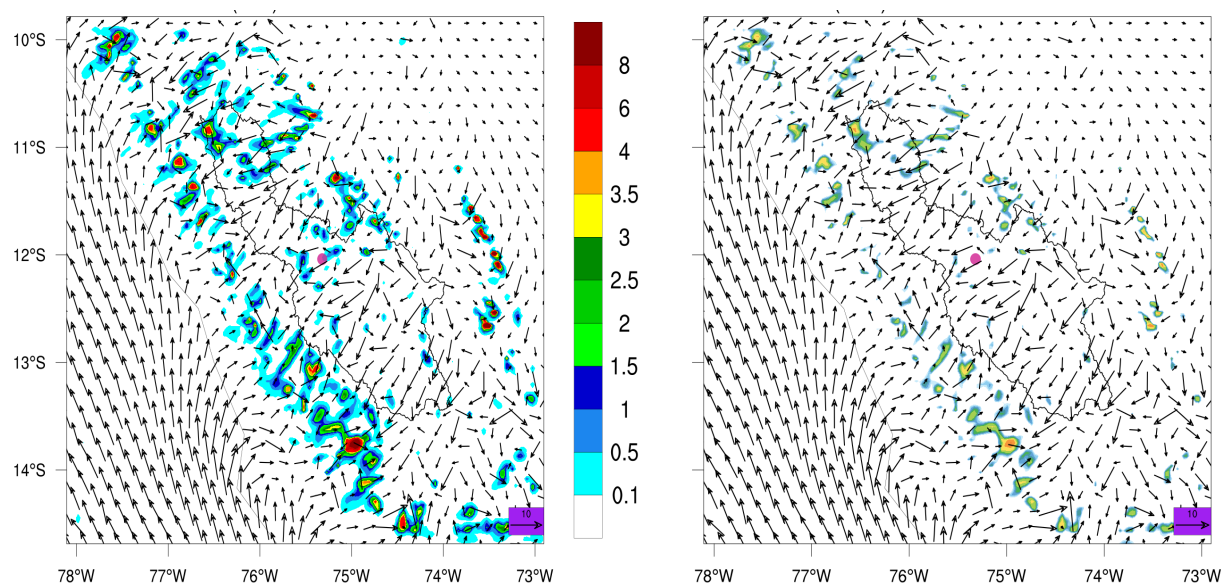


Figura 4.34: Distribución espacial de la intensidad de lluvia determinado para 30 minutos (panel izquierda) y el promedio de factor de reflectividad (panel derecha) desde 30 minutos, ambos corresponden a la salida del modelo WRF3.7 para el evento de la figura 4.32

En la figura 4.35 se muestra la distribución espacial de la intensidad de lluvia en mm/h (panel izquierdo) y temperatura de brillo del sistema de nubes (panel derecha), este evento fue escaneado por el sensor del satélite N-GPM siendo 2016-11-09 21:37 UTC. En el panel derecha se observan valores de temperatura de brillo muy bajas, este valor negativo representan los núcleos fríos del sistema de nubes, de modo que, este patrón de distribución espacial del sistema de nubes es consistente con la estimación desde el satélite GOES-13 mostrado en la figura 4.37 (panel superior izquierda). De tal manera que, que la precipitación simulada por el modelo WRF3.7 se compara a nivel de la cuenca del Mantaro especialmente en la región de transición Andes-Amazonia (region **E**). Puesto en este área la estimación de la intensidad de lluvia (panel izquierda) se extiende a lo largo de la transición Andes-Amazonia.

En la figura 4.36 (panel izquierdo) siendo las 2016-11-09 18:15 UTC, se observan sistema de nubes de precipitación distribuidos sobre la cordillera de los Andes. Al Oeste del valle del Mantaro se observan una buena extensión cobertura de nubes que se encuentran en la etapa de formación con núcleos mas fríos que alcanzan a temperaturas mínimas de

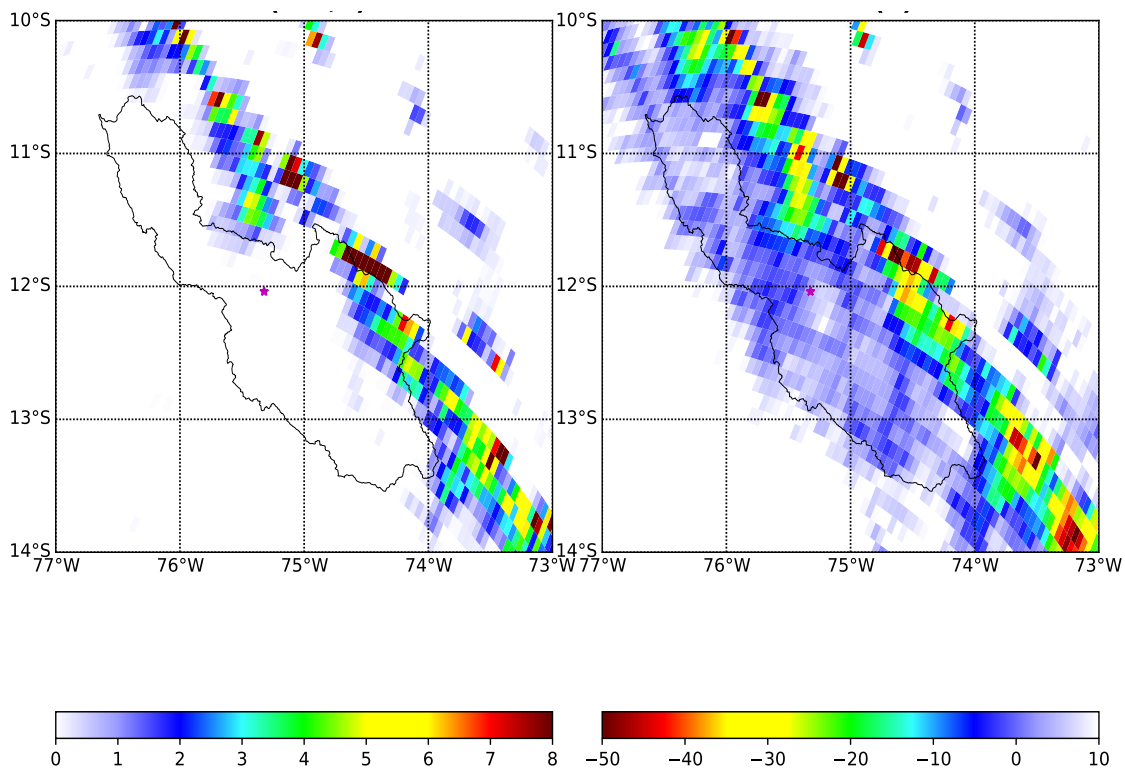


Figura 4.35: Distribución espacial de la intensidad de lluvia (mm/h) (panel izquierda) y la temperatura brillo (panel derecha), ambos corresponden al escaneo del sensor de satélite N-GPM para el evento del 2016-11-09

-45°C . Mientras que al Este del valle se observan una fracción espacial de temperatura de brillo de -60°C , se trata de una convección profunda probablemente acompañada de descarga eléctrica y granizo, este núcleo frío no se analizará ya que se encuentra fuera de la zona de estudio. En panel derecho se muestra el patrón espacial de valores máximos de reflectividad (siendo las 2016-11-09 18:20 UTC). En este panel se pueden observar que la reflectividad determinada con el modelo representa aceptablemente el patrón de distribución de los sistemas de precipitación que se forman a lo largo de la cordillera de los Andes del Perú. Lo cual es consistente con la distribución espacial de los núcleos fríos detectado por el satélite GOES-13.

En la figura 4.37 (panel superior izquierdo) se observa los núcleos fríos de sistema de nubes desde GOES-13 siendo 2016-11-09 21:45. Aquí resaltamos dos núcleos fríos, el primero la nubosidad más cercana al norte del valle Mantaro (LAMAR) y el segundo, la nubosidad sobre la región E con temperaturas frías alrededor de -60°C . Este sistema de precipitación se tiene después de 3 horas y media observado en la figura 4.36, lo que indica que este evento principalmente se originó a lo largo de la cordillera de los Andes. En panel superior derecho está la máxima reflectividad determinada en 2016-11-09 21:30 UTC des-

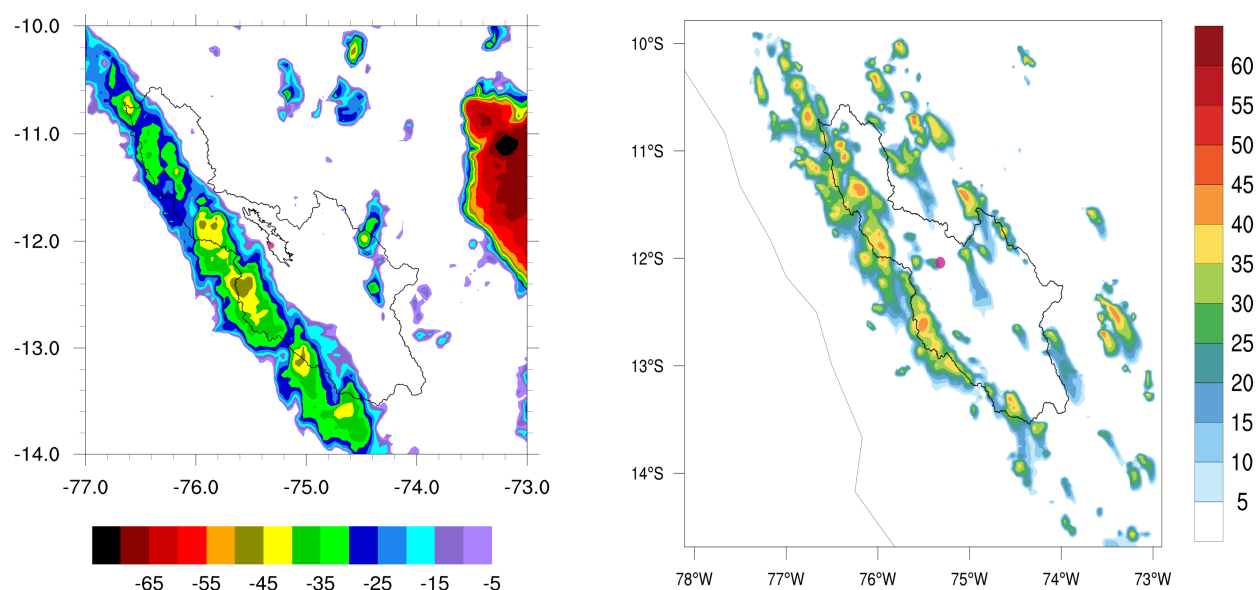


Figura 4.36: Distribución espacial de la temperatura de brillo desde GOES-13 (2016-11-09 18:15 UTC) y la distribución de máximo valores del factor de reflectividad determinado desde el modelo WRF3.7 (2016-11-09 18:20 UTC)

de WRF. Para el lado de los Andes se muestra ligeramente el patrón de distribución de sistema de nubosidad, en cambio para el Este prácticamente no muestra el sistema de nubosidad. Luego de dos horas más tarde se observan núcleos fríos completamente separada y marcada (panel inferior izquierdo) para el lado norte del valle y el otro alrededor sobre la región **E**, mientras que en el panel derecho inferior siendo las 2016-11-09 23:40 UTC no se observan los núcleos fríos detectados por el GOES-13 y por el sensor del N-GPM.

En la figura 4.38 se muestra la distribución espacial del factor de reflectividad sobre la superficie detectado por el radar de precipitación de N-GPM. En la región transición Andes-Amazonia (región **E**) se observan reflectividades altas que alcanzan alrededor de 48dBZ aproximadamente. En el panel derecho, se muestra sección transversal para la línea roja, lo que se observa que a 6 km de altura tiene valores de reflectividad por encima de 40dBZ lo que significa que se trata de celdas convectivas intensas, donde el tope de la nube llega hasta 13 km de altura con valores de 30dBZ a partir de estos valores se afirma que se trata de una tormenta potencialmente severa para la agricultura y entre otros.

El sistema de nubes ocurrido el 2016-11-09 tuvo origen de formación a lo largo de la cordillera de los Andes, éste sistema de nubes de precipitación fue reproducido adecuadamente por el modelo WRF3.7, lo que se puede afirmar que el modelo WRF3.7 reprodujo la convección observado por los satélites (N-GPM y GOES), esta convección permite la generación de precipitación que en general el modelo sobre-estima la precipitación. En

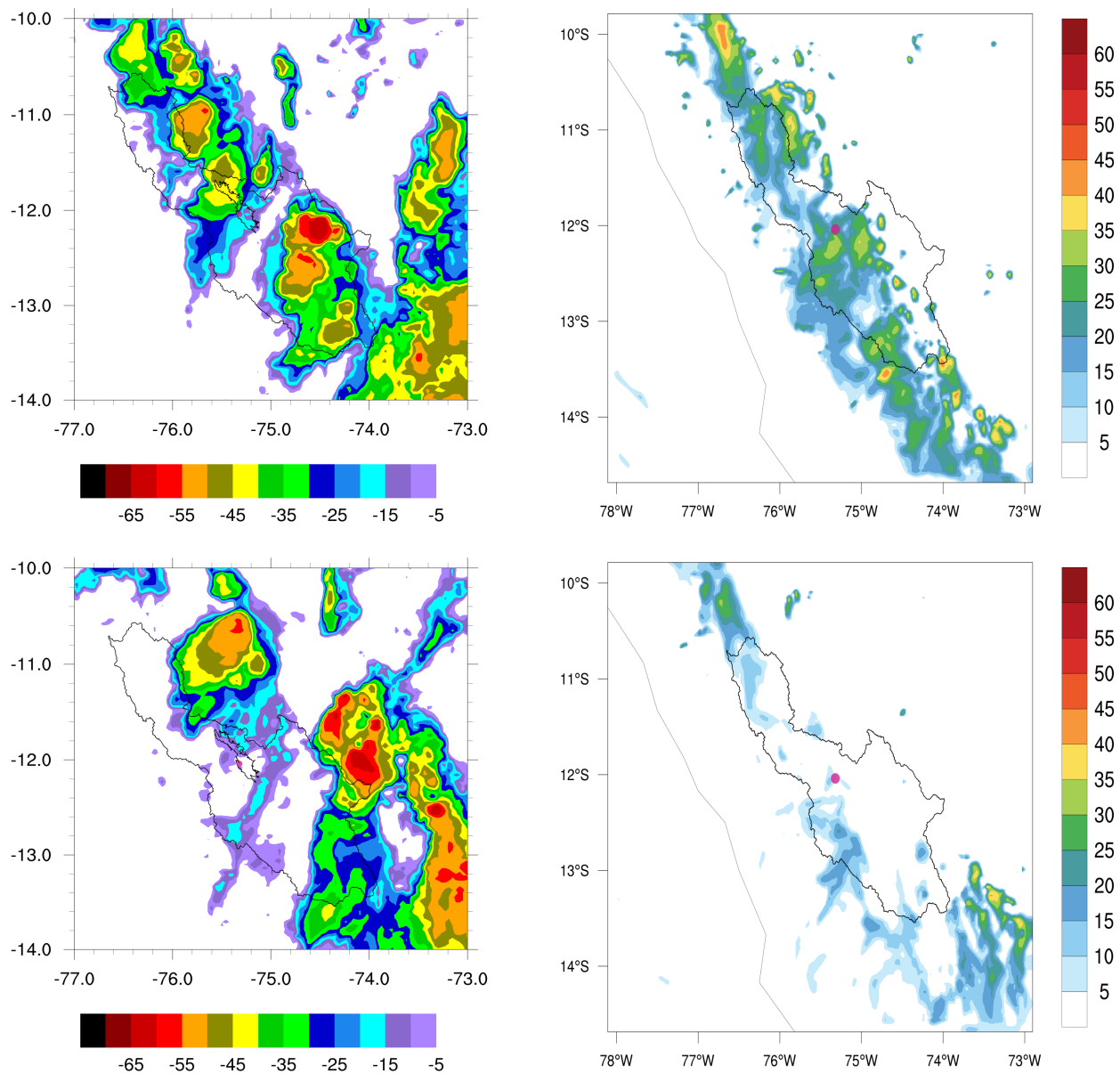


Figura 4.37: Distribución de temperatura de brillo para el sistema de nubes desde GOES-13 (panel izquierda superior a 2016-11-09 21:45 y panel izquierda inferior a 2016-11-09 23:45) y valores máximos de reflectividad determinado desde el modelo WRF3.7 (panel superior derecha a 2016-11-09 21:30 y panel inferior derecha a 2016-11-09 23:40)

cambio el evento de precipitación convectiva ocurrido sobre la región **E** que presenta células intensas y convección profunda no ha sido reproducido por el modelo WRF3.7. Es posible que se debe por varios factores, entre ellos que el modelo no tiene la capacidad de dar respuesta a la dinámica, escala sinóptica y proceso físico de escala local.

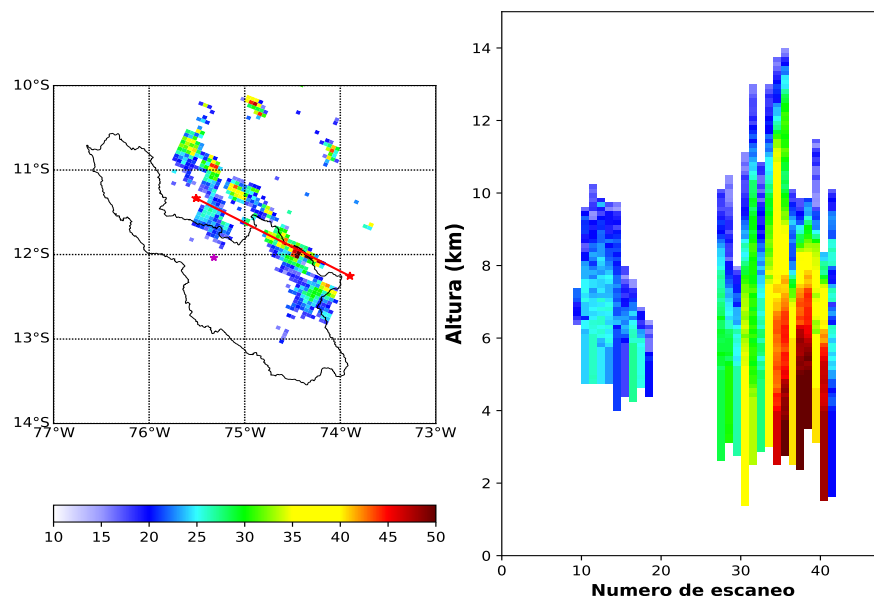


Figura 4.38: Distribución del factor de reflectividad del sistema de nubes (panel izquierda) observado por el radar de banda Ku del satélite N-GPM y perfil vertical de reflectividad (panel derecha) para el evento de la figura 4.35

Capítulo 5

Conclusiones

- El porcentaje de ocurrencia de los tipos de eventos de lluvia en las regiones más elevadas de los Andes Centrales Peruanos es de 30 % de lluvia convectiva y 70 % de estratiforme, y su contribución relativa a la lluvia acumulada es equivalente, y en el horario de 13-18LT la contribución de la lluvia esta en relación 56 % y 44 % respectivamente. En cambio, en la región de transición entre los Andes y la Amazonía, la distribución entre los dos tipos es 31 % convectiva y 69 % estratiforme pero sus contribuciones al acumulado están en relación 53 % y 47 % respectivamente.
- El ciclo diurno de la lluvia es diferente entre las regiones. En la parte norte (**N**) y centro (**C**) de la cuenca del Mantaro el 71 % ocurre durante 13-18 hora local, en la región sureste (**S**) de la cuenca el 83 % ocurre durante 13-23 hora local con mayor pico de contribución durante 13-18 horas. En la región este (**E**) de la cuenca el 85 % ocurre durante 18-6 horas local con pico de ocurrencia durante 1-6 hora local.
- El promedio vertical de la reflectividad tiene valores altos en regiones más elevados de la cuenca, lo que esta relacionado con las condiciones forzamiento orográfico, que favorece las corrientes ascendentes, en un intervalo de temperaturas del aire que favorece los mecanismos de coalescencia y formación de graupel, que favorecen el crecimiento de los hidrometeoros con relación a la región de transición Amazonia-Andes.
- Los perfiles verticales de la reflectividad promedio presentan diferencias de alrededor de 5dBZ en el nivel de fase mixta para nubes convectivas. Se afirma que en la región de transición Andes-Amozonia ocurren nubes convectivas de menor intensidad que las regiones de mayor altitud de la cuenca. Estos es consistente con los estudios anteriores de nubes convectivas en otras regiones orográficas (Bhat and Kumar, 2015; Kumar and Bhat, 2016).

- El tamaño horizontal de la lluvia desde nubes convectivas decrece con la altura. La precipitación estratiforme no se detecta correctamente debido a que la altitud limita las mediciones de la estructura vertical de la reflectividad. Esto sugiere que una de las causas de subestimación de la lluvia por el PR-TRMM en los Andes no dependería de la relación Z-R, sino fundamentalmente de la estimación de la reflectividad.
- El modelo WRF3.7 en las 4 sub-áreas de estudio sobreestima la intensidad de lluvia, a excepción de algunos eventos para los cuales subestima. El WRF3.7 genera adecuadamente la convección a lo largo de la cordillera de los Andes cubriendo las regiones **N**, **C** y **S**, en cambio en la región transición Andes-Amazonia no logra reproducir la precipitación convectiva y estratiforme. Esto es posible que el modelo WRF no puede resolver adecuadamente la dinámica de interacción atmosférica compleja entre Amazonia-Andes y debido a la influencia del forzamiento de escala sinóptica. Esta limitación debe ser objeto de investigación futura.

5.1. Recomendaciones para trabajos futuro

- El modelo WRF no puede resolver la dinámica de interacción atmosférica compleja entre Amazonía-Andes, esta limitación debe ser objeto de investigación futura.
- Para estudiar la microestructura de la lluvia desde modelamiento (WRF) se debe obtener los parámetros microfísicos y validar con mediciones in situ. De tal modo permitiría entender y evaluar la performance del esquema de parametrización microfísica implementado en el modelo WRF.

Bibliografía

- Atlas, D., R. Srivastava, and R. S. Sekhon, 1973: Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Reviews of Geophysics*, **11**, 1–35.
- Banta, R. M., 1990: The role of mountain flows in making clouds. *Atmospheric processes over complex terrain*, Springer, 229–283.
- Bech, J. and J. L. Chau, 2012: *Doppler Radar Observations: Weather Radar, Wind Profiler, Ionospheric Radar, and Other Advanced Applications*. InTech.
- Berbery, E. H. and E. A. Collini, 2000: Springtime precipitation and water vapor flux over southeastern south america. *Monthly Weather Review*, **128**, 1328–1346.
- Bhat, G. and S. Kumar, 2015: Vertical structure of cumulonimbus towers and intense convective clouds over the south asian region during the summer monsoon season. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **120**, 1710–1722.
- Bookhagen, B. and M. R. Strecker, 2008: Orographic barriers, high-resolution trmm rainfall, and relief variations along the eastern andes. *Geophysical Research Letters*, **35**.
- Cecil, D. J., S. J. Goodman, D. J. Boccippio, E. J. Zipser, and S. W. Nesbitt, 2005: Three years of trmm precipitation features. part i: Radar, radiometric, and lightning characteristics. *Monthly Weather Review*, **133**, 543–566.
- Celleri, R., P. Willems, W. Buytaert, and J. Feyen, 2007: Space–time rainfall variability in the paute basin, ecuadorian andes. *Hydrological Processes*, **21**, 3316–3327.
- Chandrasekar, V., W. Li, and B. Zafar, 2005: Estimation of raindrop size distribution from spaceborne radar observations. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, **43**, 1078–1086.
- Chavez, S. P. and K. Takahashi, 2017: Orographic rainfall hotspots in the andes-amazon transition according to the trmm precipitation radar and in situ data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*.

- Chávez Jara, S. P., 2013: Caracterización de tormentas en el valle del mantaro mediante sensoramiento remoto.
- Cohn, S. A. and W. M. Angevine, 2000: Boundary layer height and entrainment zone thickness measured by lidars and wind-profiling radars. *Journal of Applied Meteorology*, **39**, 1233–1247.
- Das, S., A. K. Shukla, and A. Maitra, 2010: Investigation of vertical profile of rain microstructure at ahmedabad in indian tropical region. *Advances in Space Research*, **45**, 1235–1243.
- Doviak, R. J. and D. S. Zrnic, 2014: *Doppler Radar & Weather Observations*. Academic press.
- Espinoza, J. C., S. Chavez, J. Ronchail, C. Junquas, K. Takahashi, and W. Lavado, 2015: Rainfall hotspots over the southern tropical andes: Spatial distribution, rainfall intensity, and relations with large-scale atmospheric circulation. *Water Resources Research*, **51**, 3459–3475.
- Fabry, F., 2015: *Radar Meteorology: Principles and Practice*. Cambridge University Press.
- Figueroa, S. N. and C. A. Nobre, 1990: Precipitation distribution over central and western tropical south america. *Climanalise*, **5**, 36–45.
- Fukao, S., K. Hamazu, R. J. Doviak, et al., 2014: *Radar for meteorological and atmospheric observations*. Springer.
- Gage, K., C. Williams, and W. Ecklund, 1994: Uhf wind profilers: A new tool for diagnosing tropical convective cloud systems. *Bulletin of the American meteorological society*, **75**, 2289–2294.
- Garreaud, R., 1999: Multiscale analysis of the summertime precipitation over the central andes. *Monthly Weather Review*, **127**, 901–921.
- Görsdorf, U., V. Lehmann, M. Bauer-Pfundstein, G. Peters, D. Vavriv, V. Vinogradov, and V. Volkov, 2015: A 35-ghz polarimetric doppler radar for long-term observations of cloud parameters—description of system and data processing. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **32**, 675–690.
- Grell, G. A., S. R. Freitas, et al., 2014: A scale and aerosol aware stochastic convective parameterization for weather and air quality modeling. *Atmos. Chem. Phys*, **14**, 5233–5250.

- Gunn, R. and G. D. Kinzer, 1949: The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *Journal of Meteorology*, **6**, 243–248.
- Heymsfield, G. M., L. Tian, A. J. Heymsfield, L. Li, and S. Guimond, 2010: Characteristics of deep tropical and subtropical convection from nadir-viewing high-altitude airborne doppler radar. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **67**, 285–308.
- Hong, S.-Y., Y. Noh, and J. Dudhia, 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly weather review*, **134**, 2318–2341.
- 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.
- Houze Jr, R. A., B. F. Smull, and P. Dodge, 1990: Mesoscale organization of springtime rainstorms in oklahoma. *Monthly Weather Review*, **118**, 613–654.
- Iguchi, T., T. Kozu, J. Kwiatkowski, R. Meneghini, J. Awaka, and K. Okamoto, 2009: Uncertainties in the rain profiling algorithm for the trmm precipitation radar. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **87**, 1–30.
- Iguchi, T., S. Seto, R. Meneghini, N. Yoshida, J. Awaka, and T. Kubota, 2010: Gpm/dpr level-2 algorithm theoretical basis document. *NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, USA, Tech. Rep.*
- Insel, N., C. J. Poulsen, and T. A. Ehlers, 2010: Influence of the andes mountains on south american moisture transport, convection, and precipitation. *Climate Dynamics*, **35**, 1477–1492.
- Knott, E. F., 2012: *Radar cross section measurements*. Springer Science & Business Media.
- Kollias, P., E. Clothiaux, M. Miller, B. Albrecht, G. Stephens, and T. Ackerman, 2007: Millimeter-wavelength radars: New frontier in atmospheric cloud and precipitation research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **88**, 1608–1624.
- Kollias, P., E. E. Clothiaux, T. P. Ackerman, B. A. Albrecht, K. B. Widener, K. P. Moran, E. P. Luke, K. L. Johnson, N. Bharadwaj, J. B. Mead, et al., 2016: Development and applications of arm millimeter-wavelength cloud radars. *Meteorological Monographs*, **57**, 17–1.

- Kumar, S., 2017: A 10-year climatology of vertical properties of most active convective clouds over the indian regions using trmm pr. *Theoretical and Applied Climatology*, **127**, 429–440.
- Kumar, S. and G. Bhat, 2016: Vertical profiles of radar reflectivity factor in intense convective clouds in the tropics. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **55**, 1277–1286.
- Kummerow, C., W. Barnes, T. Kozu, J. Shiue, and J. Simpson, 1998: The tropical rainfall measuring mission (trmm) sensor package. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, **15**, 809–817.
- Laprise, R., 1992: The euler equations of motion with hydrostatic pressure as an independent variable. *Monthly weather review*, **120**, 197–207.
- Liu, C., E. J. Zipser, D. J. Cecil, S. W. Nesbitt, and S. Sherwood, 2008: A cloud and precipitation feature database from nine years of trmm observations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **47**, 2712–2728.
- 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.
- Marshall, J. S. and W. M. K. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *Journal of meteorology*, **5**, 165–166.
- Martínez Grimaldo, A., Y. Silva Vidal, K. Takahashi, et al., 2005: Vulnerabilidad actual y futura ante el cambio climático y medidas de adaptación en la cuenca del río mantaro: Volumen iii.
- 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.
- Morrison, H., G. Thompson, and V. Tatarskii, 2009: Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one-and two-moment schemes. *Monthly Weather Review*, **137**, 991–1007.
- Moya-Álvarez, A., J. Gálvez, A. Holguín, R. Estevan, S. Kumar, E. Villalobos, D. Martínez-Castro, and Y. Silva, 2018: Extreme rainfall forecast with the wrf-arw model in the central andes of peru. *Atmosphere*, **9**, 362.

- Nesbitt, S. W., E. J. Zipser, and D. J. Cecil, 2000: A census of precipitation features in the tropics using trmm: Radar, ice scattering, and lightning observations. *Journal of Climate*, **13**, 4087–4106.
- Oh, S.-B., Y.-H. Kim, K.-H. Kim, C.-H. Cho, and E. Lim, 2016: Verification and correction of cloud base and top height retrievals from ka-band cloud radar in boseong, korea. *Advances in Atmospheric Sciences*, **33**, 73–84.
- Pasqualucci, F., B. Bartram, R. Kropfli, and W. Moninger, 1983: A millimeter-wavelength dual-polarization doppler radar for cloud and precipitation studies. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **22**, 758–765.
- Pedrés, D. M. and A. M. Gutiérrez, 2005: *La elaboración del plan estratégico y su implementación a través del cuadro de mando integral*. Ediciones Díaz de Santos.
- Raghavan, S., 2003: *Radar meteorology*. Springer Netherlands, 549–556 pp.
- 2013: *Radar meteorology*, volume 27. Springer Science & Business Media.
- Rasmussen, K., M. Chaplin, M. Zuluaga, and R. Houze Jr, 2016: Contribution of extreme convective storms to rainfall in south america. *Journal of Hydrometeorology*, **17**, 353–367.
- Rasmussen, K. and R. Houze Jr, 2016: Convective initiation near the andes in subtropical south america. *Monthly Weather Review*, **144**, 2351–2374.
- Rasmussen, K. L. and R. A. Houze Jr, 2011: Orographic convection in subtropical south america as seen by the trmm satellite. *Monthly Weather Review*, **139**, 2399–2420.
- Riehl, H. and J. Malkus, 1958: On the heat balance in the equatorial trough zone. *geophysica (helsinki)*, **6**, 503–538., and j. simpson, 1979: The heat balance of the equatorial trough zone, revisited. *Contrib. Atmos. Phys*, **52**, 287–304.
- Saavedra, M. and K. Takahashi, 2017: Physical controls on frost events in the central andes of peru using in situ observations and energy flux models. *Agricultural and Forest Meteorology*, **239**, 58–70.
- Saikranthi, K., T. Narayana Rao, B. Radhakrishna, and S. Rao, 2014: Morphology of the vertical structure of precipitation over india and adjoining oceans based on long-term measurements of trmm pr. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **119**, 8433–8449.

- Sakurai, N., K. Iwanami, T. Maesaka, S.-i. Suzuki, S. Shimizu, R. Misumi, D.-s. Kim, and M. Maki, 2012: Case study of mesoscale convective echo behavior associated with cumulonimbus development observed by ka-band doppler radar in the kanto region, japan. *SOLA*, **8**, 107–110.
- Schumacher, C. and R. A. Houze Jr, 2003: Stratiform rain in the tropics as seen by the trmm precipitation radar. *Journal of Climate*, **16**, 1739–1756.
- Scipión, D., J. Chau, and L. Flores, 2003: First results of the boundary layer and tropospheric radar systems for enso studies in northern peru. *Proceedings of the Tenth International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar, Piura, Peru*, 357–360.
- Seto, S., T. Iguchi, and T. Oki, 2013: The basic performance of a precipitation retrieval algorithm for the global precipitation measurement mission’s single/dual-frequency radar measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **51**, 5239–5251.
- Silva, Y., K. Takahashi, and R. Chávez, 2008: Dry and wet rainy seasons in the mantaro river basin (central peruvian andes). *Advances in Geosciences*, **14**, 261–264.
- Skamarock, W. C., 2008: A description of the advanced research wrf version 3. *Tech. Note*, 1–96.
- Stokes, G. M. and S. E. Schwartz, 1994: The atmospheric radiation measurement (arm) program: Programmatic background and design of the cloud and radiation test bed. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **75**, 1201–1221.
- Ulbrich, C. W., 1983: Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **22**, 1764–1775.
- Vera, C., J. Baez, M. Douglas, C. Emmanuel, J. Marengo, J. Meitin, M. Nicolini, J. Nogues-Paegle, J. Paegle, O. Penalba, et al., 2006a: The south american low-level jet experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **87**, 63–77.
- Vera, C., W. Higgins, J. Amador, T. Ambrizzi, R. Garreaud, D. Gochis, D. Gutzler, D. Lettenmaier, J. Marengo, C. Mechoso, et al., 2006b: Toward a unified view of the american monsoon systems. *Journal of climate*, **19**, 4977–5000.
- Villalobos, E. E., 2016: *Validación del algoritmo de estimación de precipitación del radar de frecuencia dual (DPR) abordado del satélite GPM, usando datos de precipitación in situ sobre el río del valle Mantaro*. Tesis, Univ. Nacional Mayor de San Marcos.

- Weisman, M. L. and J. B. Klemp, 1984: The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears. *Monthly Weather Review*, **112**, 2479–2498.
- Williams, C. R., 2016: Reflectivity and liquid water content vertical decomposition diagrams to diagnose vertical evolution of raindrop size distributions. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **33**, 579–595.
- Woodman, R. F. and A. Guillen, 1974: Radar observations of winds and turbulence in the stratosphere and mesosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **31**, 493–505.
- Xu, W. and E. J. Zipser, 2012: Properties of deep convection in tropical continental, monsoon, and oceanic rainfall regimes. *Geophysical Research Letters*, **39**.
- Yamamoto, M. K., 2012: *New observations by wind profiling radars*. INTECH Open Access Publisher.
- Zhou, J. and K. Lau, 1998: Does a monsoon climate exist over south america? *Journal of climate*, **11**, 1020–1040.
- Zipser, E. J., 2003: Some views on hot towers after 50 years of tropical field programs and two years of trmm data. *Cloud Systems, Hurricanes, and the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)*, Springer, 49–58.
- Zipser, E. J., D. J. Cecil, C. Liu, S. W. Nesbitt, and D. P. Yorty, 2006: Where are the most intense thunderstorms on earth? *Bulletin of the American Meteorological Society*, **87**, 1057–1072.
- Zipser, E. J. and K. R. Lutz, 1994: The vertical profile of radar reflectivity of convective cells: A strong indicator of storm intensity and lightning probability? *Monthly Weather Review*, **122**, 1751–1759.
- Zubieta, R., M. Saavedra, Y. Silva, and L. Giráldez, 2017: Spatial analysis and temporal trends of daily precipitation concentration in the mantaro river basin: central andes of peru. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, **31**, 1305–1318.