



Facultad de Matemática,
Astronomía, Física y
Computación



**Estimación Cuantitativa de Precipitación con
Radares Meteorológicos: revisión del estado del arte y
desarrollo de una biblioteca de procesamiento
de datos hidrometeorológicos,**
por
Jorge Nicolás Saffe

Presentado ante la Facultad de Matemática, Astronomía, Física y Computación
como parte de los requerimientos para la obtención del grado de “*Magíster en
Sistemas de Radar e Instrumentación*” de la

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CÓRDOBA

2020/11

Director: Dr. Giorgio Caranti (FAMAFA - UNC)

Tribunal Especial:

Dr. Oscar Raúl DÖLLING (UNSJ)

Dr. Rodrigo Exequiel BÜRGESEER (FAMAFA - UNC)

Dr. Alfredo Eduardo DOMINGUEZ (CRUC-IUA)



*Estimación Cuantitativa de Precipitación con Radares Meteorológicos: revisión del
estado del arte y desarrollo de una biblioteca de procesamiento de datos
hidrometeorológicos por [Jorge Nicolás Saffe](#) se distribuye bajo una [Licencia
Creative Commons Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional](#).*

RESUMEN

En esta tesis de maestría se llevó a cabo una revisión teórica sobre el estado del arte de la estimación cuantitativa de precipitación utilizando radares meteorológicos e instrumental de superficie. Se analizan en detalle las tecnologías, ventajas, problemas y errores típicos, como así también las técnicas de ajuste y validación de los datos entre los distintos instrumentos. La parte experimental de la tesis implicó el desarrollo de una biblioteca de procesamiento de datos hidrometeorológicos, denominada `HIDROMET'. Esta ha sido desarrollada principalmente en el lenguaje Python, construida sobre la pila de Python Científico, compuesta por más de 75000 líneas de código y documentación. Permite calcular de forma automatizada el campo de precipitación a partir de la combinación de datos de radares meteorológicos, estaciones meteorológicas automáticas y radiosondeos atmosféricos.

ABSTRACT

In this master's thesis, a theoretical review was carried out on the state of the art of quantitative precipitation estimation using weather radars and surface instrumentation. The technologies, advantages, problems, and typical errors are analyzed in detail, as well as the techniques for adjusting and validating data between different instruments. The experimental part of the thesis involved the development of a hydrometeorological data processing library, called `HIDROMET'. This has been developed mainly in the Python language, built on top of the Scientific Python stack, consisting of over 75,000 lines of code and documentation. It allows for the automated calculation of the precipitation field from the combination of data from weather radars, automatic weather stations, and atmospheric radiosondes.



Índice general

1	Introducción	8
2	Radars Meteorológicos: Principios de Funcionamiento	14
2.1	Arquitectura y Subsistemas de Radars Meteorológicos	15
2.2	Estrategias de Operación	19
2.2.1	Parámetros Generales y Particulares	19
2.2.2	Lógica de Agrupamiento de Datos	20
2.2.3	Parámetros de los Pulsos	22
2.3	Ecuación de Radar Meteorológico	24
2.3.1	Ecuación de Radar: Blanco Puntual	24
2.3.2	Ecuación de Radar: Blanco Distribuido	24
2.4	Factor de Reflectividad Horizontal y Vertical	26
2.5	Variables Polarimétricas	27
2.5.1	Factor de Reflectividad Diferencial	27
2.5.2	Coefficiente de Correlación Co-Polar	28
2.5.3	Diferencial de Fase de Propagación y Diferencial de Fase Específica	31
2.5.4	Velocidad Doppler y Ancho Espectral	34

3	Estimación Cuantitativa de Precipitación	39
3.1	Pluviómetros y Redes Pluviométricas	39
3.1.1	Pluviómetros	40
3.1.1.1	Errores Aleatorios de Medición	40
3.1.1.2	Errores Sistemáticos de Medición	44
3.1.1.3	Limitaciones Tecnológicas y Otros	44
3.1.2	Redes Pluviométricas	45
3.2	Disdrómetros y la Distribución del Tamaño de Gotas	45
3.2.1	Disdrómetros	46
3.2.1.1	Errores de Medición	47
3.2.2	Distribución del Tamaño de Gotas (DSD)	48
3.2.2.1	Modelos Matemáticos para Representar la DSD	48
3.2.2.2	Estimación de Variables con DSD	50
3.2.3	Recuperación de la DSD con Datos de Radar	50
3.3	Radares Meteorológicos	50
3.3.1	Ajustes y Configuraciones Previas	51
3.3.1.1	Calibración	51
3.3.1.1.1	Calibración Absoluta	51
3.3.1.1.2	Calibración Relativa	53
3.3.1.1.3	Calibración Polarimétrica	54
3.3.1.2	Patrones de Cobertura Volumétrica	56
3.3.1.2.1	Consideraciones de diseño de VCP para QPE	57
3.3.2	Preprocesamiento	58
3.3.2.1	Calidad de Datos	58
3.3.2.2	Corrección de Errores de Medición	59
3.3.2.2.1	Atenuación	60
3.3.2.2.2	Bloqueo Parcial	63
3.3.2.2.3	Propagaciones Anómalas	68
3.3.2.2.4	Curvatura de la Tierra	72
3.3.2.2.5	Ensanchamiento y Llenado No Uniforme del Haz	73
3.3.2.2.6	Banda Brillante	75
3.3.2.2.7	Variaciones Verticales de Z	77
3.3.2.2.8	Corrientes de Viento Horizontales y Verticales	78
3.3.2.2.9	Granizo y Nieve	81
3.3.2.2.10	Evaporación	81
3.3.2.3	Identificación de Hidrometeoros	82
3.3.2.4	Barridos Híbridos	87

3.3.3	Procesamiento de Campos de Precipitación	89
3.3.3.1	QPE: Aproximación Física o Paramétrica	90
3.3.3.1.1	Estimador Simple (Z-R)	90
3.3.3.1.2	Estimadores Polarimétricos	91
3.3.3.1.3	Errores de los Estimadores	93
3.3.3.1.4	Estimadores Sintéticos, Óptimos o Blended	96
3.3.3.1.5	Comparación de Estimadores	99
3.3.3.2	QPE: Métodos No-Paramétricos	100
3.3.3.3	Estimación de Incertezas	100
3.3.4	Métodos de Ajuste de Campos de Precipitación	102
3.3.4.1	Técnicas de Ajuste	102
3.3.4.2	Métricas de Validación	105
3.3.4.3	Consideraciones Generales	108
3.3.4.4	Comparación de Métodos	111
4	Biblioteca de Proc. de Datos Hidrometeorológicos	116
4.1	Arquitectura y Descripción General	116
4.1.1	Estaciones Meteorológicas Automáticas	116
4.1.2	Regiones	119
4.1.3	Radiosondeos Meteorológicos	122
4.1.4	Radares	123
4.1.4.1	Visualización de Datos (Subpaquete 'Gráfico')	124
4.1.4.2	Filtros y Control de Calidad (Subpaquete 'Filtros')	126
4.1.4.3	Corrección de Campos (Subpaquete 'Correctores')	127
4.1.4.4	Entrada y Salida de Datos (Subpaquete 'E/S')	128
4.1.4.5	Productos de Nivel 3 (Subpaquete 'N3')	129
4.1.4.6	Estimación Cuantitativa de Precipitación (Subpaquete 'QPE')	130
4.1.4.7	Particularidades del RMA (Subpaquete 'RMA')	130
4.1.5	Herramientas de Visualización General (Paquete 'Gráfico')	132
4.1.6	Integración de Componentes (Paquete 'Núcleo')	132
4.1.6.1	Parámetros de Configuración General	133
4.1.6.2	Radares: Inicialización, Parametrizaciones y Generalidades	133
4.1.6.2.1	Inicialización y Gestión de Volúmenes	133
4.1.6.2.2	Parametrizaciones	134
4.1.6.2.3	Aspectos Generales del Procesamiento	135
4.1.6.3	Estaciones Meteorológicas Automáticas: Inicialización	135
4.1.6.4	Regiones: Inicialización	136

4.2	Algoritmo de Estimación Cuantitativa de Precipitación	136
4.2.1	Introducción	136
4.2.2	Corrección y Generación de Nuevos Campos de Fase	136
4.2.3	Calidad de Datos	138
4.2.4	Corrección de Errores	146
4.2.4.1	Bloqueo Parcial del Haz	146
4.2.4.2	Atenuación por Precipitación	147
4.2.5	Preprocesamiento	149
4.2.5.1	HID	149
4.2.5.1.1	HCS	149
4.2.5.1.2	Hydroclass Semisupervised	150
4.2.5.2	Barrido Híbrido	151
4.2.6	Estimación Cuantitativa de Campos de Lluvia	160
4.2.6.1	Estimación de Tasas de Precipitación	160
4.2.6.2	Estimación de Precipitación	160
4.2.7	Corrección y Validación de Campos	161
4.2.7.1	Ajustes de Datos	161
4.2.7.2	Métricas de Validación	162
4.3	Pruebas de Verificación ('Testing')	162
4.3.1	Entorno de Trabajo: 'PyTest'	163
4.3.2	Volúmenes de Radar Sintéticos	164
4.3.3	Casos de Testing	165
4.3.4	Prueba de Integración: QPE	167
5	Conclusiones	175
6	Trabajo Futuro	177
6.1	Redes Pluviométricas	177
6.2	Disdrómetros	177
6.3	Radares Meteorológicos	178
6.4	Futuros Avances Tecnológicos: oportunidades y desafíos	180
A	Especificaciones Técnicas RMA	181
	Referencias	184
	Símbolos y Acrónimos	194

Agradecimientos

A la Universidad Pública Argentina y a su pueblo por hacerla posible.

A mis padres por su apoyo incondicional y por guiarme siempre con sus consejos y ejemplos, por haberme transmitido la importancia de la formación universitaria y haberme apoyado durante el transcurso de la misma.

A mis hermanos por estar siempre presentes.

A Meli, mi compañera de vida, por la paciencia y su acompañamiento incondicional durante la elaboración de esta tesis.

Al Dr. Raúl Comes que ofició de co-director de la presente Maestría.

A los miembros del Grupo Radar Córdoba por su soporte y apoyo constante.



1. Introducción

La presente tesis de maestría tiene como objeto el desarrollo de un paquete de software capaz de estimar cuantitativamente precipitación a partir de datos de radar meteorológico, estaciones de superficie y radio sondeos atmosféricos.

La principal motivación y anhelo de la misma es poder utilizar dicho estimador para alimentar modelos hidrológicos capaces de predecir crecientes e inundaciones repentinas, conformando las bases de un sistema automático de alerta temprana de eventos severos.

La problemática de los eventos climáticos extremos.

Los eventos climáticos extremos impactan en las actividades humanas y su entorno, y, frecuentemente, se convierten en desastres naturales afectando vidas humanas y generando importantes daños materiales. Según el Informe de Evaluación Global sobre la Reducción del Riesgo de Desastres UNISDR, 2015, las pérdidas económicas causadas por terremotos, inundaciones, marejadas, vientos extremos, ciclones y tsunamis alcanzan un promedio de USD \$250 a USD \$300 mil millones cada año.

Adicionalmente, según el Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC), algunos tipos de eventos extremos han aumentado en frecuencia y/o magnitud, especialmente inundaciones repentinas, sequías, incendios forestales y olas de calor, al mismo tiempo que las poblaciones y los activos en riesgo se han visto incrementados [Quevauviller, 2014].

Argentina es un país con una vasta extensión territorial, la cual es afectada anualmente por diversos eventos meteorológicos extremos. Particularmente, los sistemas convectivos que inician en el entorno de la cordillera de los Andes y las Sierras de Córdoba son por muchos aspectos los más intensos del mundo, y tienen asociados peligros como granizo, tornados, actividad eléctrica extrema, vientos de extrema intensidad, inundaciones repentinas y desbordes de ríos [Stephen W Nesbitt y col., 2017]. Durante enero de 2019, por ejemplo, las fuertes precipitaciones registradas en el Valle de Traslasierra de la Provincia de Córdoba originaron importantes inundaciones en las ciudades de Mina Clavero y Cura Brochero afectando vehículos e inmuebles y provocando la evacuación de pobladores (ver panel derecho Figura 1.1). En el litoral argentino, por otro lado, tormentas intensas constantes provocaron la inundación de varias regiones de las provincias de Chaco, Corrientes, Santiago del Estero, Santa Fé y Entre Ríos, obligaron la evacuación de más de 2200 personas y dejaron varios pueblos aislados (ver panel izquierdo Figura 1.1).



Figura 1.1: (Izq.) Inundación en el litoral argentino que afectó las provincias de Chaco, Corrientes, Santiago del Estero, Santa Fé y Entre Ríos durante enero de 2019. (Der.) Crecida del Río Mina Clavero, Ciudad de Mina Clavero, Provincia de Córdoba, enero de 2019.

En este contexto, el desarrollo de herramientas para apoyar a los tomadores de decisiones en el manejo de emergencias es crucial para enfrentar el desafío que implican los fenómenos climáticos extremos. Estas herramientas deben capitalizar los avances en los sistemas de observación atmosféricos y en el modelado numérico del tiempo.

Instrumental para el sensado de la atmósfera y observación de la Tierra.

Desde la aparición de los primeros satélites meteorológicos el Vanguard 2 y TIROS-1, lanzados respectivamente en 1959 y 1960 por EE.UU., y de los primeros radares con fines meteorológicos creados post segunda guerra mundial, el avance tecnológico en el campo del sensado atmosférico ha sido vertiginoso. La Figura 1.2, por ejemplo, ilustra la evolución histórica y proyección futura de la tecnología empleada en las redes de radares operativas de EE.UU. En la actualidad los países desarrollados destinan una importante cantidad de recursos económicos para el sensado y predicción numérica del tiempo, contando con extensas redes de radares, satélites meteorológicos y de observación de la tierra, redes de estaciones meteorológicas automáticas y potentes clústers de computadoras de cómputo general destinadas especialmente a la Predicción Numérica del Tiempo (NWP, por sus siglas en Inglés "Numeric Weather Prediction.").

En el ámbito local, durante la última década, el gobierno Argentino ha realizado importantes inversiones públicas en el desarrollo de diversos instrumentos de sensado remoto como radares meteorológicos y satélites de observación de la tierra.

En el año 2009 se dio inicio al Sistema Nacional de Radares Meteorológicos (SiNaRaMe), con objeto de conformar una red única nacional de este tipo de sensores remotos. El proyecto implicó el desarrollo y fabricación en serie de 11 radares meteorológicos doppler doble polarimétricos por parte de la empresa Investigaciones Aplicadas S.E. (INVAP). La red fue conformada inicialmente con radares preexistentes en el país, pertenecientes a distintas instituciones públicas, a la que se fueron incorporando progresivamente los distintos radares de fabricación nacional, siendo el primero de ellos instalado en diciembre de 2014 en la Ciudad de Córdoba [Bertoni y col., 2015]. La red proyectada originalmente (ver Figura 1.3) fue completada a principios de 2019 con la incorporación de los últimos dos radares, quedando conformada finalmente por 14 radares meteorológicos y un centro de control operativo. En los próximos años se espera que la red SiNaRaMe sea ampliada hasta, al menos, 20 radares (ver referencias 'Etapa 3' de la Figura 1.3).

Complementariamente, en el año 2018, la Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE) lanzó el primer Satélite Argentino de Observación Con Microondas (SAOCOM), el primero de una constelación de 2 satélites de observación de la Tierra cuyos objetivos son la medición de la humedad

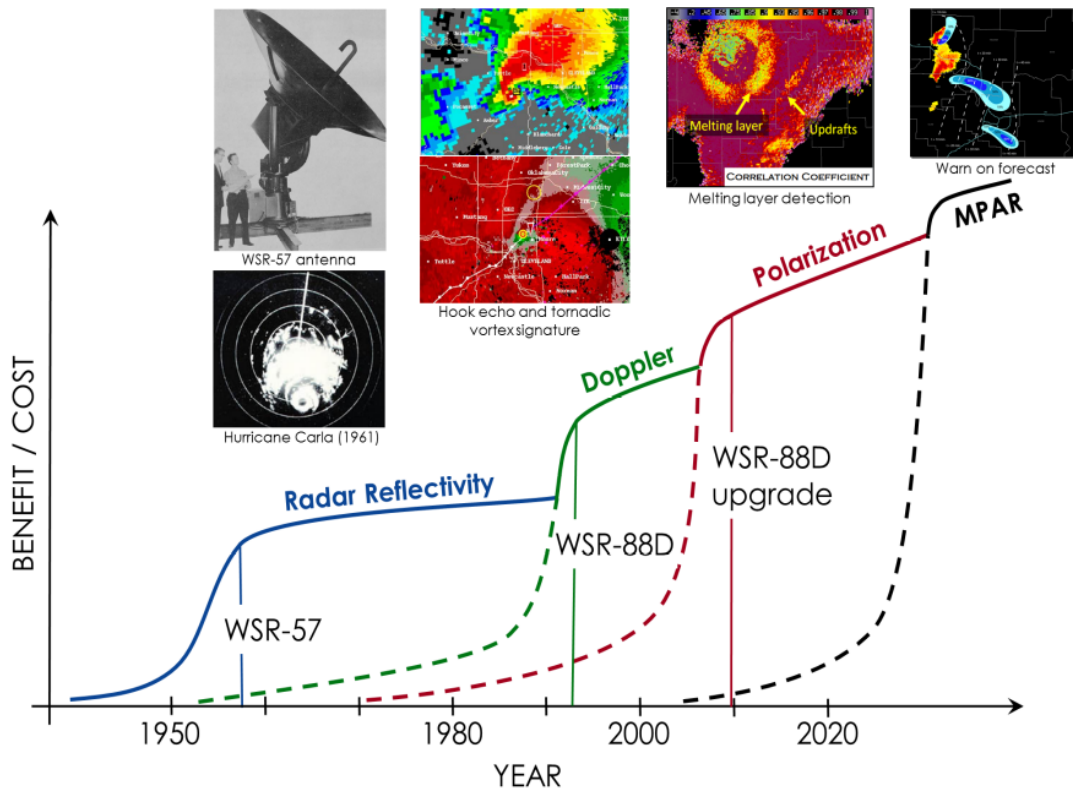


Figura 1.2: Evolución histórica de la tecnología empleada en la redes de radares operativas de EE.UU. Fuente: presentación del Dr. Sebastián Torres, NSSL, EE.UU. en el IV Simposio de Radarización y Sistemas de Alertas, Ciudad de Córdoba, Provincia de Córdoba, septiembre de 2018.

del suelo y aplicaciones en emergencias, tales como detección de derrames de hidrocarburos en el mar y seguimiento de la cobertura de agua durante inundaciones [CONAE, 2018].

El desarrollo de estos modernos sensores remotos ha sido acompañado con la instalación de nuevo instrumental terrestre convencional como estaciones meteorológicas automáticas, disdrómetros y estaciones de nivel a lo largo del territorio nacional. Éstas se constituyeron como nuevas redes o ampliaron las redes operativas preexistentes de Argentina de índole privada, municipales, provinciales y de organismos nacionales como el Instituto Nacional del Agua (INA), Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), Servicio Meteorológico Nacional (SMN), Ministerio de Agroindustria y Secretaría de Infraestructura y Políticas Hídricas, Ministerio del Interior, Obras Públicas y Vivienda del Gobierno Nacional Argentino (SIyPH). Adicionalmente, se han realizado importantes inversiones para la adquisición de clústers de computadoras con alto poder de cómputo destinadas al campo de los recursos naturales y medio ambiente. La sumatoria de este instrumental no tiene precedentes en la historia Argentina.

Finalmente, el instrumental desplegado dentro del territorio nacional se complementa con satélites de observación de la Tierra regionales como el Satélite Geostacionario Operacional Ambiental (GOES, por sus siglas en Inglés "Geostationary Operational Environmental Satellite") del Servicio Meteorológico Nacional de EE.UU. (NWS, por sus siglas en Inglés "National Weather Service") dependiente de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de EE.UU. (NOAA, por sus siglas en Inglés "National Oceanic and Atmospheric Administration"), cuya última versión GOES-16 aporta datos en 16 bandas espectrales con una resolución espacial mejorada respecto a sus predecesores y una resolución temporal promedio de 10 a 15 minutos [NOAA, 2018].

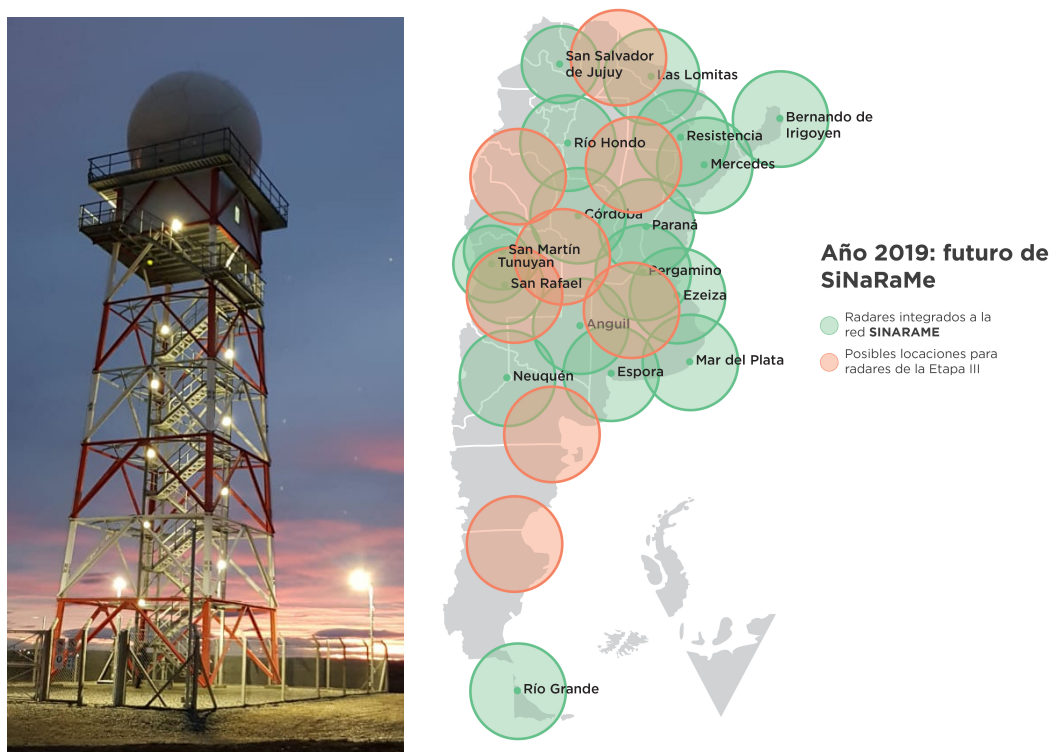


Figura 1.3: (Izq.) Radar Meteorológico Argentino 11 (RMA11) ubicado en la ciudad de Termas de Río Hondo, Santiago del Estero. (Der.) Mapa de cobertura proyectado del SiNaRaMe (Fuente: Secretaría de Infraestructura y Políticas Hídricas de la Nación (SIyPH)).

Sistemas de Alerta Temprana de Eventos Severos.

El uso combinado de las redes de sensado remoto, estaciones de superficie y herramientas de modelado numérico del tiempo cada vez más certeras (ver Figura 1.4), posibilitan la elaboración de pronósticos a corto y mediano plazo con muy alta precisión del campo de precipitación sobre grandes extensiones de terreno. La evolución de estas herramientas ha permitido el desarrollo de complejos sistemas automáticos de alerta temprana de eventos severos en distintos lugares del mundo. Los ejemplos más avanzados de este tipo de sistemas son, probablemente, los proyectos ‘EnhANCing emergencY management and response to extreme WeatHER and climate Events (ANYWHERE)’ perteneciente a la Unión Europea [Union Europea, 2018] y ‘Multi-Radar Multi-Sensor System (MRMS)’ de EE.UU. [J. Zhang, Howard y col., 2016].

En en ámbito local el SMN es el ente responsable de la emisión de alertas y pronósticos del tiempo. Diariamente emite alertas a mediano-largo plazo basados en modelado numérico del tiempo y alertas a muy corto plazo basados principalmente en la observación visual de personal calificado de imágenes de radar de la red SiNaRaMe e imágenes satelitales provenientes de GOES-16. El organismo no cuenta por el momento con sistemas capaces de emitir alertas automáticas de eventos meteorológicos en curso.

Adicionalmente, la provincia de Córdoba con el apoyo de la Universidad Nacional de Córdoba (UNC) ha dado origen recientemente al Observatorio Hidrometeorológico de la Provincia de Córdoba (OHMC). Éste tiene entre sus objetivos la integración de los distintos sensores remotos, estaciones terrestres disponibles en la región y productos de modelado numérico regionales, ajustados en función de la geografía de la zona.

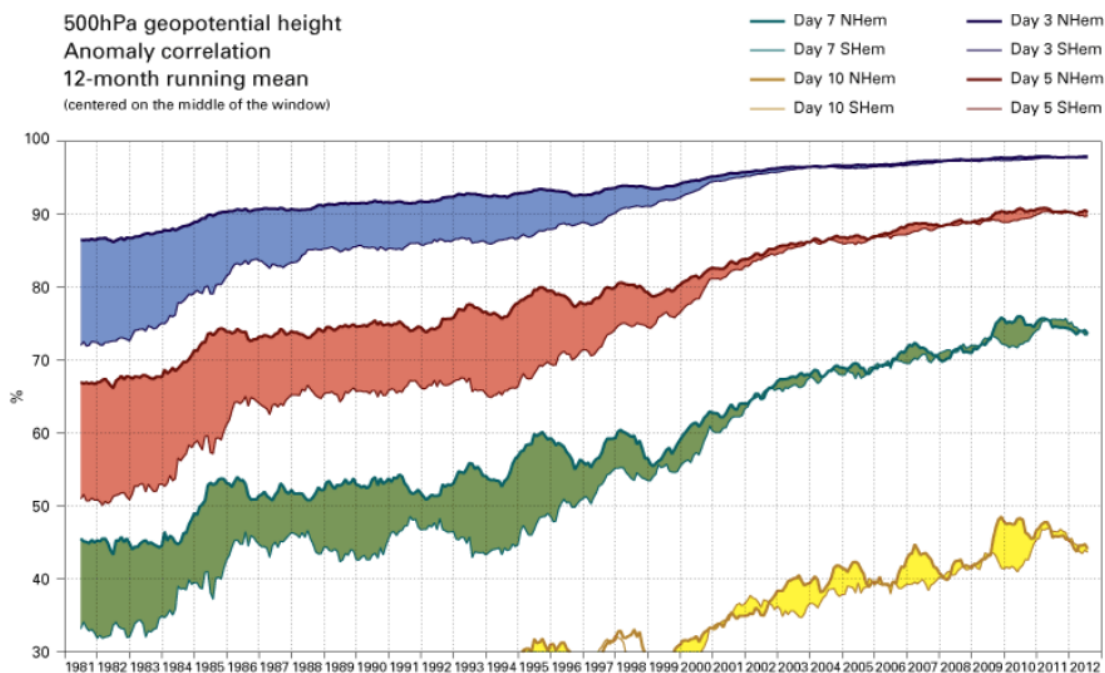


Figura 1.4: Evolución en la generación de pronósticos a largo plazo del sistema europeo ECMWF para 3, 5, 7 y 10 días. Las líneas más gruesas representan la evolución del pronóstico en el hemisferio norte, mientras que las líneas más delgadas representan la evolución en el hemisferio sur. Fuente: sitio web de la Organización Mundial de Meteorología (OMM).

Pronóstico de crecientes y estimación cuantitativa de precipitación.

Los sistemas de alerta hidrológico se han convertido en importantes herramientas para la predicción de inundaciones de zonas urbanas y rurales. Una componente fundamental de estos sistemas son los modelos de pronóstico de crecientes, los cuales proveen en tiempo real estimaciones del estado futuro de los procesos hidrológicos. Diferentes estudios sugieren que la intensidad y pico de una crecida en una cuenca natural está fuertemente influenciada por la variabilidad en tiempo y espacio de la lluvia. A su vez, los modelos hidrológicos conceptuales de pronóstico son fuertemente sensibles a la distribución espacial y temporal de la precipitación [Fattorelli y col., 1999].

La generación del campo de precipitación se realizó históricamente mediante la medición de lluvia con redes pluviométricas. Si bien estos instrumentos tienen una muy buena resolución temporal y pueden dar mediciones relativamente precisas en los puntos en los cuales se encuentran instalados, la extrapolación de dichos datos a regiones extensas en el intento de conocer distribuciones areales acarrea generalmente errores significativos. Es por esta razón que los sensores remotos juegan un papel preponderante en la resolución de esta problemática. Las resoluciones espaciales de dichos instrumentos arrancan en las decenas de metros para el caso de los radares y en el orden de kilómetros, en función de la órbita y tecnología utilizada, para el caso de los satélites. Las resoluciones temporales parten del orden de un minuto, para los radares meteorológicos configurados con estrategias de escaneo adecuadas, hasta 10 a 15 minutos para el caso de los satélites geoestacionarios de observación de la tierra más avanzados como GOES-16.

Contenido de la Tesis

En el capítulo 2 se comienza realizando una revisión teórica sobre el principio de funcionamiento de los radares meteorológicos, repasando conceptos de arquitectura y aspectos de ingeniería de los radares meteorológicos modernos, estrategias de operación, ecuaciones de radar y definición de las distintas variables polarimétricas.

En el capítulo 3 se realiza una revisión teórica sobre el estado de arte de la estimación cuantitativa de precipitación utilizando radares meteorológicos y redes pluviométricas, se analiza en detalle las tecnologías, ventajas, problemas y errores típicos de pluviómetros, disdrómetros y radares meteorológicos, como así también las técnicas de ajuste y validación de los datos entre los distintos instrumentos.

Por último, en el capítulo 4 se describe el proceso de desarrollo y características del paquete de software implementado. Se comienza describiendo la arquitectura general del mismo, luego se detalla el algoritmo de estimación cuantitativa de precipitación desarrollado y, finalmente, se describen las pruebas de verificación cualitativas y cuantitativas realizadas.

2. Radares Meteorológicos: Principios de Funcionamiento

El término radar proviene del acrónimo “Radio Detection and Ranging” del idioma inglés, o sea “Detección y Medición de Distancias por Radio”. Los radares son dispositivos que se utilizan para la detección, localización y caracterización de objetos por medio de la transmisión y recepción de microondas.

Los objetos factibles de ser detectados varían en un amplio rango de tamaños. En el caso de los radares meteorológicos el objetivo del instrumento no es medir blancos puntuales sino blancos distribuidos en la atmósfera como fenómenos meteorológicos de micro y mesoescala.

La detección y caracterización de hidrometeoros se realiza mediante el efecto de retrodispersión que experimenta el haz de microondas, pulso u onda electromagnética emitido por el radar al interactuar con las partículas atmosféricas en suspensión. Las mediciones observadas son el resultado de la interacción de la totalidad de las partículas presentes en los distintos volúmenes de resolución. Finalmente, luego de la interacción de la onda electromagnética con las partículas en suspensión, la señal recibida es amplificada, filtrada, digitalizada, procesada y almacenada para su posterior análisis.

El panel izquierdo de la Figura 2.1 ilustra dos volúmenes de resolución dentro de un pulso de radar, mientras que en el panel derecho se esquematiza la interacción de estos con distintos tipos de hidrometeoros comúnmente presentes en la atmósfera.

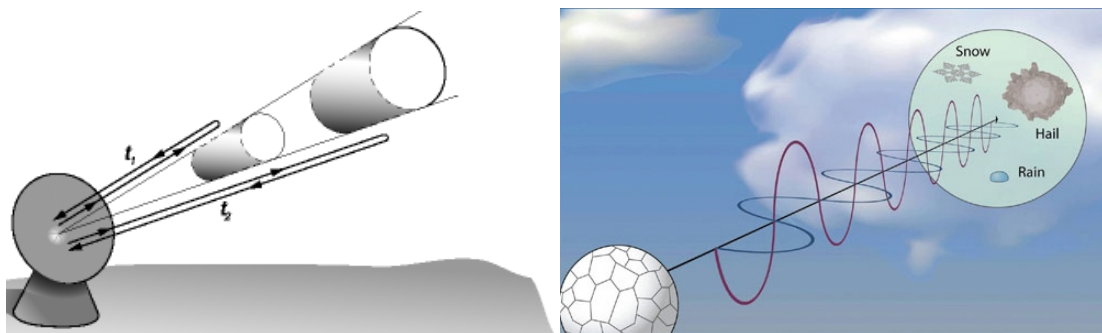


Figura 2.1: (Izq) Diagrama de dos volúmenes de resolución de un pulso de radar. (Der) Ilustración de la interacción de un pulso electromagnético con distintos tipos de hidrometeoros. Gráfica extraída de National Weather Service, 2019b.

Los radares utilizan naturalmente un sistema de coordenadas esférico para la adquisición y almacenamiento de los datos. Esto se debe a que la antena, y por lo tanto el lóbulo de radiación principal, es posicionado típicamente mediante dos ejes de rotación, uno girando en acimut y el otro en elevación. El rango o la distancia al blanco es la tercer componente del sistema de coordenadas y se obtiene de forma indirecta mediante la medición del tiempo transcurrido entre la emisión y recepción de un pulso determinado.

La Figura 2.2 ilustra un pulso electromagnético ingresando al núcleo de una tormenta. En esta se puede apreciar el sistema de coordenadas del radar, el efecto que produce la curvatura de la tierra en las mediciones de fenómenos atmosféricos a grandes distancias y el ensanchamiento del lóbulo principal de la antena en función del rango.

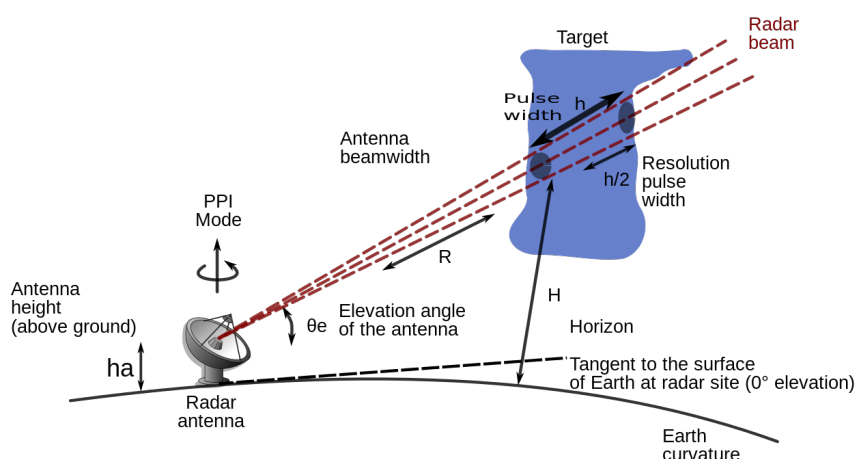


Figura 2.2: Ilustración de un pulso electromagnético interactuando con una nube.

Los radares meteorológicos modernos como el Radar Meteorológico Argentino (RMA), el Radar Meteorológico de Vigilancia-88D (WSR-88D, por sus siglas en Inglés "Weather Surveillance Radar-1988 Doppler"), el Terminal Doppler Weather Radar (TDWR), entre otros, cuentan con tecnología doppler y doble polarimétrica. Esto es, el aprovechamiento del efecto doppler en los radares permite medir la velocidad media de las partículas en los distintos volúmenes de resolución, mientras que la doble polarimetría implica que los radares transmitan y reciban microondas, alternada o simultáneamente, en dos polarizaciones lineales ortogonales, denominadas comúnmente horizontal y vertical. El carácter doble polarimétrico del radar permite no solo identificar la presencia de hidrometeoros sino también su tipo, forma y concentración.

2.1 Arquitectura y Subsistemas de Radares Meteorológicos

Los radares meteorológicos son sistemas complejos integrados comúnmente por una serie de subsistemas que funcionan coordinadamente a los fines de realizar el sensado remoto de la atmósfera. Los subsistemas que tradicionalmente componen estos instrumentos son:

- Antena:
 - Reflector Parabólico.
 - Duplexor.
 - Pedestal.
 - Guías de Onda.
 - Juntas Rotativas.
 - Radomo Protector.

- Transmisión
- Recepción Analógica
- Recepción Digital
- Procesamiento de Señales
- Almacenamiento
- Comunicaciones

El diseño de los radares modernos está basado comúnmente en arquitecturas modulares, donde los distintos módulos o subsistemas son interconectados por medio de una red de comunicaciones para compartir datos, señales de control y sincronismo. Los subsistemas están generalmente equipados con uno o más sensores dedicados a la telemetría de sus componentes. De esta forma, el monitoreo, la operación y mantenimiento del radar puede ser efectuada de manera local o remota. Incluso es factible realizar estas tareas de forma segura a través de una red global como internet mediante la utilización de conexiones o redes cifradas de tipo Red Privada Virtual (VPN, por sus siglas en Inglés "Virtual Private Network").

Los mecanismos de transmisión y recepción de potencia, canalizados mediante guías de onda, han sido optimizados en los diseños modernos de radares meteorológicos. En estos se reducen los trayectos de guías de onda a la menor distancia posible, tendiendo a instalar los subsistemas de recepción analógicos/digitales muy próximos a la antena del radar. Inclusive muchos radares modernos integran varios de estos subsistemas en el pedestal de soporte del reflector. Esta aproximación permite reducir considerablemente las pérdidas de potencia y ruido en la transmisión y recepción de las señales de Radio Frecuencia (RF).

En la etapa de recepción analógica la señal de RF es recibida a frecuencia de portadora, inmediatamente es trasladada a una frecuencia menor, denominada comúnmente Frecuencia Intermedia (FI), y luego es muestreada y digitalizada en la etapa de recepción digital. La digitalización de la señal simplifica y dinamiza el procesamiento de los datos, permite su almacenamiento, reduce errores y baja costos de implementación y actualizaciones. La transmisión de dichos datos requiere generalmente de enlaces dedicados de alta velocidad entre los módulos encargados de la digitalización, procesamiento y almacenamiento.

Los radares meteorológicos operativos requieren de tiempos de disponibilidad superiores al 95 % ya que, entre sus distintas aplicaciones, son usados regularmente para detectar eventos meteorológicos severos que pueden afectar a la población. A dicho fin los radares son equipados con sistemas de redundancia eléctrica y electrónica. Los subsistemas electrónicos suelen estar alimentados mediante fuentes de energía redundantes y protegidos con Sistema de Alimentación Ininterrumpible (UPS, por sus siglas en Inglés "Uninterruptible Power Supply"). Adicionalmente, el suministro energético de la red pública es respaldado por generadores eléctricos autónomos.

Un diagrama genérico simplificado de un radar meteorológico se ilustra en la Figura 2.3, mientras que un diagrama de un radar operativo puede verse en Rauber y Stephen W. Nesbitt, 2018 [pág.25, Figura 2.1] correspondiente al Radar Polarimétrico Banda S (S-Pol, por sus siglas en Inglés "Polarimetric S Band Radar") de la Fundación Nacional para la Ciencia de EE.UU. (NSF, por sus siglas en Inglés "National Science Foundation")/Centro Nacional de Investigación Atmosférica de EE.UU. (NCAR, por sus siglas en Inglés "National Center for Atmospheric Research").

Subsistemas de Transmisión, Recepción Analógica y Digital

El *subsistema de transmisión* es el encargado de generar los pulsos de microondas de alta potencia empleados para el sensado remoto de la atmósfera, donde las 3 tecnologías más comúnmente empleadas son: "Magnetron", "Klystron" y "Dispositivos de Estado Sólido". En el caso de los radares meteorológicos, la frecuencia de operación suele ubicarse dentro de las bandas electromagnéticas X, C o S, y la transmisión se realiza utilizando formas de onda pulsada.

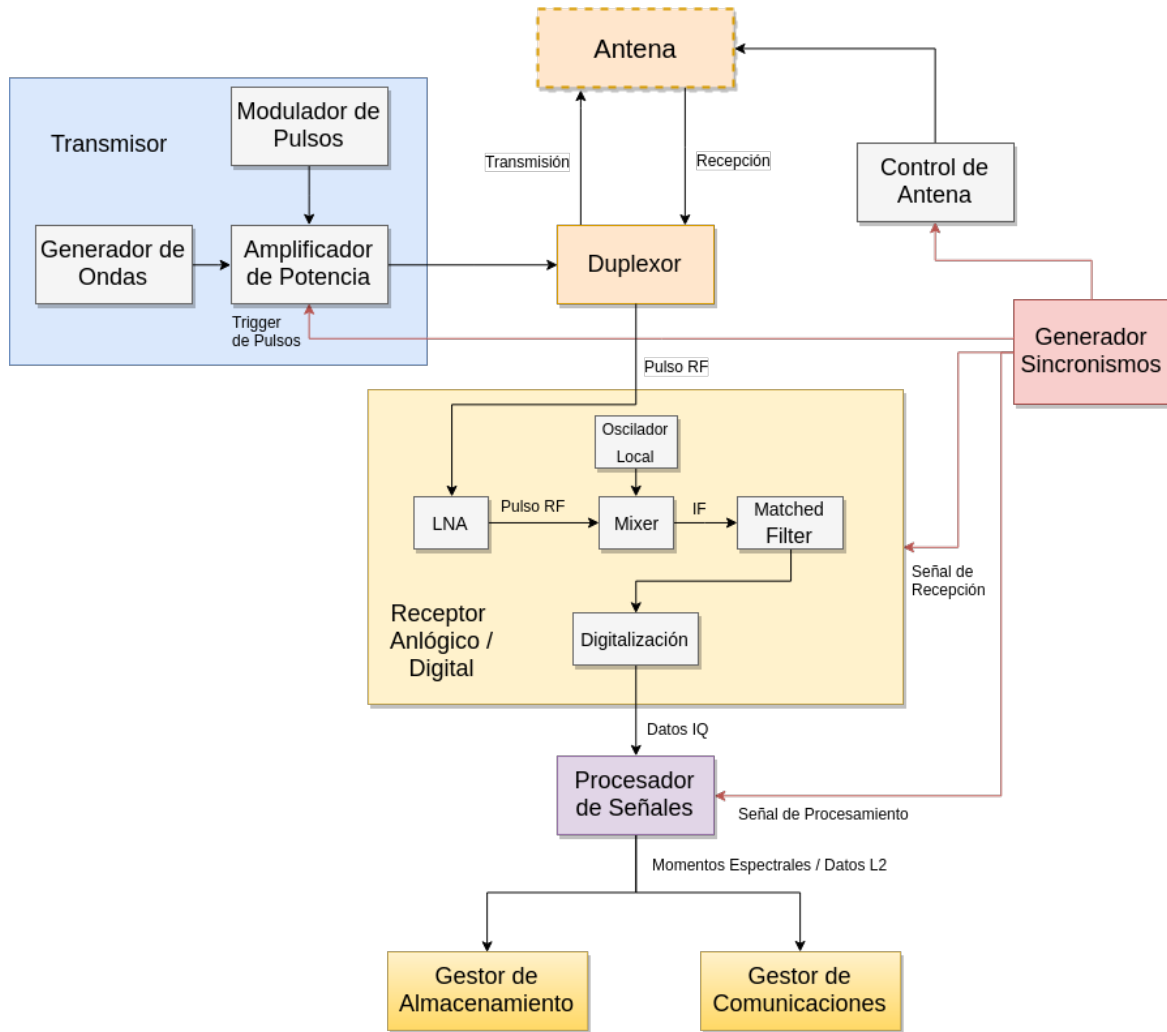


Figura 2.3: Diagrama general simplificado de un radar meteorológico.

El **receptor analógico** es el encargado de recibir la señal de RF proveniente de la antena, filtrarla, amplificarla y trasladarla a FI, lo cual suele ser realizado en dos etapas utilizando receptores superheterodinos. La frecuencia intermedia interna se suele fijar entre los 50 y 90MHz.

Los **receptores digitales** son los encargados de la digitalización y adecuación de las señales de FI. Éstos están compuestos por Conversores Analógicos-Digitales (ADC, por sus siglas en Inglés "Analog Digital Converters"), diversos filtros, etapas de procesamiento digital como Digital Down Conversions (DDCs), decimación, etc; implementados mediante circuitos electrónicos ad hoc y/o circuitos electrónicos programables como los Field-programmable Gate Arrays (FPGAs). A los datos digitalizados en banda base de las Señales en Fase y Cuadratura (IQ) de la FI se les agrega una cabecera que identifica unívocamente el pulso originante. Esta nueva unidad de información es denominada comúnmente como datos de Nivel 1 (N1 o L1 por el acrónimo en Inglés de 'Level One') o IQ.

Unidades de Procesamiento y Almacenamiento

La **unidad de procesamiento**, mediante la utilización de estimadores estadísticos, realiza la transformación de los datos Datos o productos de Radar de Nivel 1 (N1) a los distintos momentos espectrales, variables polarimétricas o productos de Nivel 2 (N2 o L2 por el acrónimo en Inglés de 'Level Two') (ver secciones 2.4 y 2.5). Posteriormente, los productos resultantes suelen ser filtrados para eliminar o mitigar efectos de ruido, clutter e interferencias, entre otros.

Los cálculos implicados en el procesamiento se ajustan a un problema de paralelismo de datos y, por lo tanto, es frecuentemente resuelto utilizando técnicas de procesamiento paralelo implementadas en clúster de computadoras de alto desempeño o Unidades de Procesamiento Gráfico de Propósito General (GPGPUs, por sus siglas en Inglés "General Processing Graphic Processor Units").

Los productos N2 generados durante esta etapa son codificados utilizando formatos propietarios o estándares abiertos como el Formato Binario Universal para la Representación de Información Meteorológica (BUFR, por sus siglas en Inglés "Binary Universal Form for the Representation of Meteorological Data") o el Formato de Datos Comunes de Red (NetCDF, por sus siglas en Inglés "Network Common Data Form").

Un diagrama esquemático genérico de la cadena de procesamiento de un radar meteorológico se muestra en la Figura 2.4. En este se aprecia la interacción de los subsistemas de radar desde la recepción de los datos hasta la publicación de los productos de Nivel 3 (N3) para el usuario final.

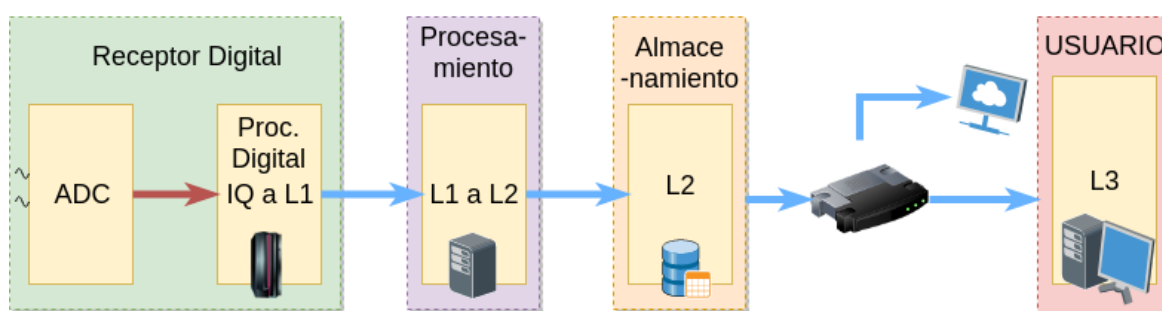


Figura 2.4: Diagrama esquemático genérico de la cadena de procesamiento de un radar meteorológico.

El *subsistema de almacenamiento* es el encargado de la disposición final de los archivos N2 generados por los radares. Estos suelen estar implementados mediante unidades de cómputo general con redundancia de almacenamiento (tipo Matriz Redundante de Discos Independientes (RAID, por sus siglas en Inglés "Redundant Array of Independent Disks")) o directamente en servidores dedicados de almacenamiento de datos.

Subsistemas de Sincronismo y Comunicaciones

La *unidad de sincronismo* es la encargada de coordinar el funcionamiento de todos los subsistemas del radar: desde la generación de los pulsos, pasando por la recepción analógica y digital de la información hasta su procesamiento.

La *red de comunicaciones* es la encargada de la interconexión de los distintos subsistemas de los radares. La misma sirve para transferir las señales de sincronismo, mensajes de control, señales de monitoreo y realizar la transferencia de datos de Nivel 1 y 2.

Radomo, Reflector, Pedestal y Junta Rotativa

El *radomo* es un elemento muy importante en un radar meteorológico ya que protege a la antena de las inclemencias climáticas. Está conformado por una serie de paneles individuales, los cuales son fabricados con materiales compuestos y cuyas geometrías están especialmente diseñadas para minimizar el efecto de los mismos sobre las señales emitidas o recibidas por el radar. La Figura 2.5 ilustra el radomo y la torre reticulada del Radar Meteorológico Argentino 1 (RMA-1).

Las dimensiones del *reflector* están directamente relacionadas a la precisión angular que se desea obtener y a la frecuencia de operación del radar. A menores frecuencias de operación mayor es el diámetro requerido para alcanzar una precisión angular determinada.

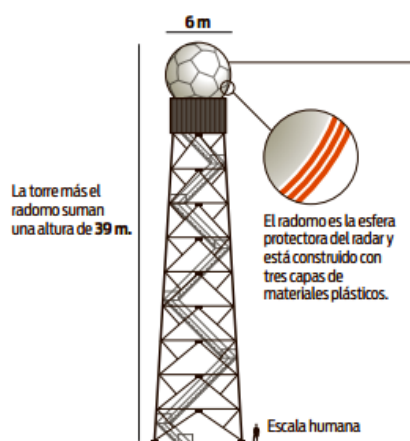


Figura 2.5: Ilustración de un radomo montado sobre una torre reticulada. Gráfica extraída de “Diario La Voz del Interior”.

El *pedestal* es el encargado de soportar y movilizar el reflector. Determina tanto las velocidades de rotación, la precisión de apuntamiento en acimut y elevación como los límites del desplazamiento vertical del reflector. Este último suele abarcar generalmente desde ángulos negativos hasta 90° o incluso ángulos superiores. La *junta rotativa*, finalmente, es el mecanismo encargado de transferir las señales de RF provenientes del transmisor (canalizadas a través de guías de onda) y otras señales de control y sincronismo (transmitidas mediante cables de cobre) a través de la base rotante del pedestal.

En el Apéndice A: ‘Especificaciones Técnicas RMA’ se resumen las características de los principales subsistemas del RMA, instrumento utilizado para el desarrollo del presente trabajo. Adicionalmente, a modo comparativo, en Doviak y D. S. Zrníc, 1993 [Pág.47, Tabla 3.1] pueden verse las características del WSR-88D, instrumento principal de la Red operativa de radares meteorológicos de EE.UU. (NEXRAD, por sus siglas en Inglés "Next Generation Radar Network").

2.2 Estrategias de Operación

2.2.1 Parámetros Generales y Particulares

La estrategia de operación define los parámetros de funcionamiento de los distintos subsistemas, regulando desde el movimiento de la antena, las propiedades de los pulsos emitidos y hasta el tipo de procesamiento realizado sobre los datos. En esta se definen una serie de parámetros generales, comunes a todo el patrón de cobertura volumétrico, y parámetros particulares propios de cada barrido.

Los *parámetros generales* son:

- **Tipo de Estrategia de Escaneo:**
 - Indicador de Posición Plano (PPI, por sus siglas en Inglés "Plan Position Indicator")
 - Indicador de Altura y Rango (RHI, por sus siglas en Inglés "Range Height Indicator")
 - Otros modos propios del radar.
- **Tamaño de Integración de Celdas** típicamente desde 50 m.
- **Número de Barridos:** desde 1 hasta el máximo soportado por el radar.

Los *parámetros particulares* de cada barrido son:

- **Tipo de Procesamiento:** Staggered, Dual-PRF, Doppler simple, etc.
- **Filtros Aplicables:** clutter, ruido, etc.
- **Ángulo de Elevación:** típicamente desde -5 a 90°.
- **Número de Pulsos:** número arbitrario limitado por la implementación del radar.

- **Ancho del Pulso:** típicamente de 200 ns a 4000 ns.
- **Período de Repetición entre Pulsos:** típicamente de 200 μs a 5000 μs
- **Alcance Máximo:** típicamente hasta 500 km.

2.2.2 Lógica de Agrupamiento de Datos

Pulsos

Los pulsos son la unidad mínima de información almacenada por los radares meteorológicos. Están constituidos por los datos IQ asociados a la transmisión de un pulso electromagnético, que luego de interactuar con la atmósfera, es recibido, digitalizado, procesado y demarcado con una cabecera unívoca. Los pulsos están subdivididos, a su vez, en celdas o volúmenes de resolución cuyo tamaño depende de la tasa de muestreo aplicada en la etapa de recepción, del ancho del pulso transmitido y del tamaño de integración de celdas configurado. La Figura 2.6 ilustra un pulso de radar y una celda particular con sus respectivas dimensiones.

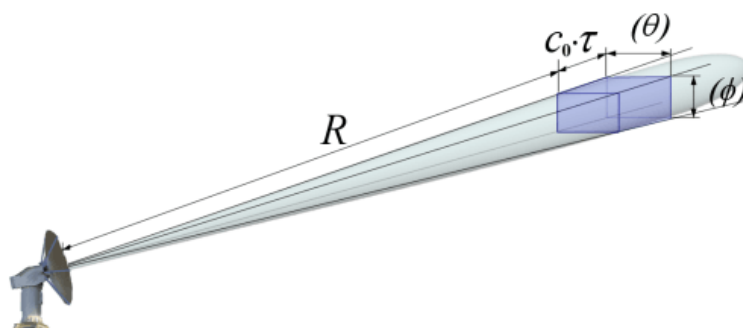


Figura 2.6: Ilustración de un pulso de radar. Se resalta en violeta una celda del mismo con sus respectivas dimensiones.

Grupo de Pulsos

Los grupos de pulsos constituyen la unidad mínima utilizada en el procesamiento de los momentos espectrales. Estos se componen de 2 o más pulsos transmitidos de forma sucesiva y comprenden un cierto sector acimutal. Este último se define típicamente por el número de pulsos integrantes del grupo, el ancho angular del lóbulo principal y la velocidad de giro de la antena.

Barridos

Los barridos están constituidos por una serie de grupos de pulsos tomados a una misma elevación o acimut, dependiendo del tipo de estrategia de escaneo elegida. Estos en conjunto abarcan un giro acimutal o vertical completo de la antena.

Barridos con Estrategia de Escaneo tipo PPI Los barridos tipo PPI emiten los sucesivos grupos de pulsos manteniendo fija una cierta elevación mientras la antena es rotada a velocidad constante en acimut. La cantidad de grupos de pulsos por barrido suele estar condicionada por la precisión angular de la antena. Por ejemplo, para un radar cuya antena tiene una precisión angular de un grado, un barrido tipo PPI estará constituido por 360 grupos de pulsos, cada uno con una cobertura acimutal de 1° .

El panel izquierdo de la Figura 2.7 muestra una representación simplificada de la cobertura volumétrica que realizarían los distintos pulsos comprendidos dentro de un barrido tipo PPI. En esta simplificación el recorrido de la antena está representado por un cono de revolución con vértice en el radar y eje de rotación vertical. Adicionalmente, la imagen muestra una proyección de los datos

sensados por el radar dentro de este cono de revolución sobre una superficie plana subyacente. A esta proyección de la información meteorológica sobre un plano se la conoce comúnmente como PPI. El panel derecho de la Figura 2.7, muestra un PPI de una tormenta particular coloreado en función del valor de la variable polarimétrica ilustrada.

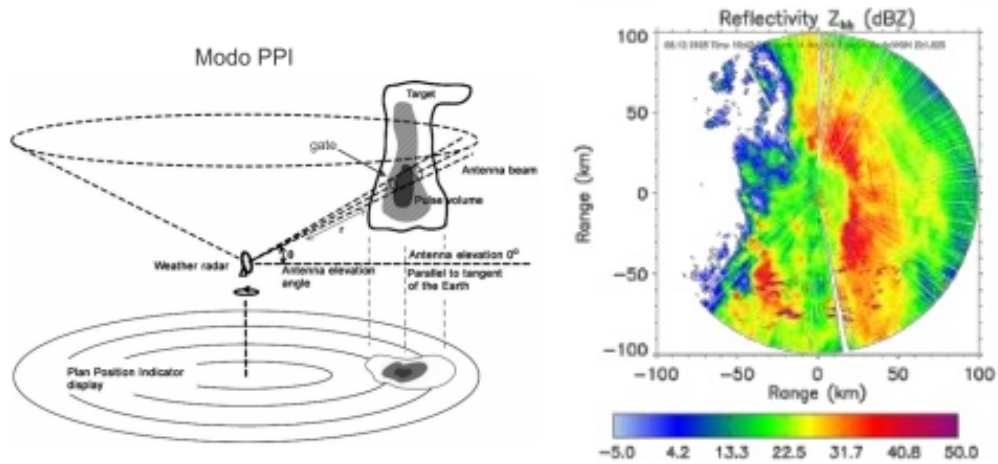


Figura 2.7: (Izq) Ilustración de la cobertura volumétrica de un barrido y su proyección sobre una superficie plana. (Der) Representación típica de un barrido con estrategia de escaneo tipo PPI. En la parte inferior se muestra la escala de colores utilizada para representar la intensidad del valor del Factor de Reflectividad Equivalente Horizontal (Z_h) (ver sección 2.4). Gráfica extraída de POLDIRAD (DLR, Oberpfaffenhofen, Alemania).

Barridos con Estrategias de Escaneo tipo RHI En un barrido tipo RHI todos los pulsos son tomados manteniendo la antena fija en una posición acimutal y desplazando la misma a velocidad constante en elevación. La cantidad de grupos de pulsos por barrido dependerá típicamente del sector del cielo que se desea muestrear.

El panel izquierdo de la Figura 2.8 ilustra la cobertura volumétrica de un barrido RHI, mientras que el panel derecho muestra la representación típica que suele utilizarse para visualizar conjuntos de datos de este tipo.

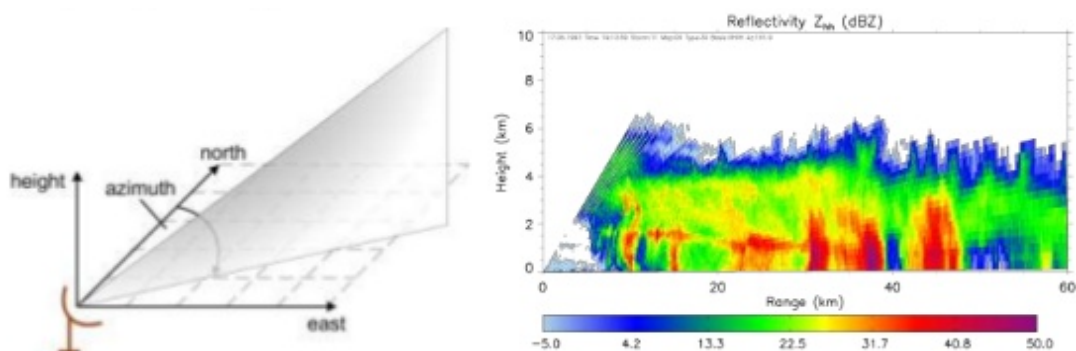


Figura 2.8: (Izq) Ilustración de la cobertura volumétrica de un barrido RHI. (Der) Representación de un conjunto de datos tipo RHI junto a la escala de colores utilizada para ponderar la intensidad de la variable polarimétrica graficada. Imagen extraída de POLDIRAD (DLR, Oberpfaffenhofen, Alemania).

Volúmenes

Los volúmenes definen un cierto patrón de cobertura volumétrica de la atmósfera y están constituidos por 2 o más barridos. El conjunto de datos resultantes permite realizar una reconstrucción parcial de los fenómenos atmosféricos presentes al momento de efectuar las mediciones. Una *estrategia de operación*, a su vez, puede estar definida por uno o más volúmenes. El panel izquierdo y derecho de la Figura 2.9 ilustran la cobertura espacial de volúmenes formados por barridos tipo PPI y RHI, respectivamente.

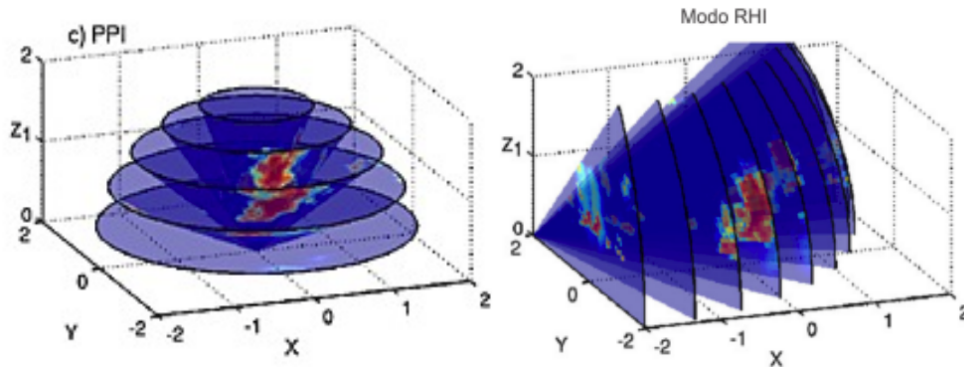


Figura 2.9: Ilustración de la cobertura volumétrica de volúmenes PPI y RHI, a la izquierda y derecha respectivamente.

2.2.3 Parámetros de los Pulsos

Período de Repetición entre Pulsos

El Período de Repetición entre Pulsos (PRP, por sus siglas en Inglés "Pulse Repetition Period"), equivalente a la inversa de la Frecuencia de Repetición de Pulsos (PRF, por sus siglas en Inglés "Pulse Repetition Frequency"), define el período entre la emisión de dos pulsos consecutivos. Los valores de PRP pueden variar típicamente entre $200 \mu s$ y $5000 \mu s$.

La modificación del valor de PRP tiene varias implicancias:

- **Velocidad Doppler No Ambigua:** mientras mayor es la frecuencia con la que se emiten los pulsos (menor PRP) mayor es la velocidad doppler no ambigua o velocidad de Nyquist que puede obtenerse. Las siguientes ecuaciones permiten calcular la velocidad doppler no ambigua máxima en función del PRP elegido y la longitud de onda (λ) del radar:

$$\pm V_a = \pm \frac{\lambda}{4 PRP} \quad (2.1)$$

$$\pm V_a = \pm \frac{\lambda}{4 (PRP_{max} - PRP_{min})} \quad (2.2)$$

donde la Ecuación (2.1) se utiliza para barridos donde todos los grupos de pulsos tienen un único PRP y la Ecuación (2.2) para barridos conformados por grupos de pulsos emitidos con 2 PRP distintos y procesados con técnicas de procesamiento tipo Staggered o Dual-PRF.

- **Rango Máximo No Ambiguo:** mientras mayor es la PRF (menor PRP) menor es el rango máximo no ambiguo que se obtiene. Las siguientes ecuaciones permiten realizar el cálculo de

este parámetro en función de la PRP definida y el valor de la velocidad de la luz (c):

$$R_a = \frac{c \text{ PRP}}{2} \quad (2.3)$$

$$R_a = \frac{c \text{ PRP}_{\min}}{2} \quad (2.4)$$

donde la Ecuación (2.3) se utiliza para barridos donde todos los grupos de pulsos tienen un único PRP y la Ecuación (2.4) para barridos con dos grupos de pulsos emitidos con PRP distintas.

- **Ancho del Pulso:** el PRP puede condicionar el ancho de pulso factible de ser utilizado en función del ciclo de trabajo máximo soportado por el transmisor. Por ejemplo, un transmisor con un ciclo de trabajo de 0,1 % obliga a que el ancho del pulso sea 1000 veces menor que el PRP utilizado.

Ancho de Pulso

La duración o Ancho del Pulso (PW, por sus siglas en Inglés "Pulse Width") regula los siguientes aspectos:

- **Sensibilidad:** un ancho de pulso más largo implica más energía emitida durante la transmisión. Esto mejora consecuentemente la Relación Señal a Ruido (SNR, por sus siglas en Inglés "Signal to Noise Ratio") y por lo tanto la sensibilidad del sistema.
- **Resolución en Rango:** la resolución en rango del radar depende del ancho del pulso, mientras menor es este mejor es la resolución. Esta puede calcularse a través de la siguiente Ecuación: $\Delta R = \frac{c\tau}{2}$, donde τ es el ancho del pulso de radar y c la velocidad de la luz. El tamaño final de la celda puede sufrir algunas variaciones debido a fenómenos de ensanchamiento de los pulsos, como es el caso del efecto producido por el ancho de banda limitado de las cadenas de transmisión y recepción.
- **Período de Repetición entre Pulsos:** el ancho del pulso puede condicionar el PRP factible de ser utilizado en función del ciclo de trabajo máximo soportado por el transmisor. Por ejemplo, un transmisor con un ciclo de trabajo de 0,1 % obliga a que la PRP tenga una duración 1000 veces mayor que el ancho del pulso transmitido.

Alcance Máximo

El alcance máximo es configurado generalmente para todos los grupos de pulsos de un barrido y suele alcanzar valores de hasta 500 km. La modificación de este parámetro trae aparejado las siguientes consecuencias:

- **PRP:** este parámetro debe ser mayor que el tiempo que demora un pulso ida y vuelta hasta el rango coincidente con el alcance máximo elegido.
- **SNR:** la potencia de las ondas electromagnéticas va disminuyendo a medida que se aleja del radar. Si se mantiene el ancho del pulso fijo y se aumenta el rango máximo la SNR disminuirá consecuentemente.

Alcance Mínimo

El alcance mínimo, es decir la distancia a partir de la cual se pueden empezar a registrar o considerar válidas las mediciones, se define a partir del máximo valor entre el desplazamiento alcanzado por la onda electromagnética en el tiempo requerido para la conmutación entre el modo de transmisión y recepción del radar o la distancia necesaria para que se conforme el campo lejano del patrón de radiación de la antena.

2.3 Ecuación de Radar Meteorológico

El desarrollo de la ecuación de radar, tanto para blancos puntuales como distribuidos, es presentada a continuación. Para su desarrollo se han tomado como referencia distintas fuentes bibliográficas [Skolnik, 2001] [Fukao, Hamazu y Doviak, 2014].

2.3.1 Ecuación de Radar: Blanco Puntual

La Ecuación (2.5) es la expresión más comunmente utilizada para representar el principio de funcionamiento de un radar monoestático en su interacción con un blanco puntual:

$$P_r = \frac{P_t G_t}{4\pi r^2} \frac{\sigma}{4\pi r^2} A_e \quad (2.5)$$

Donde:

- P_t = potencia de salida del transmisor (watts)
- G_t = ganancia de la antena de transmisión del radar (sin dimensión)
- r = distancia desde el radar al blanco (metros)
- σ = Sección Transversal de Radar (RCS, por sus siglas en Inglés "Radar Cross-section") (m^2)
- A_e = área efectiva de la antena receptora del radar (m^2)
- P_r = potencia recibida en el radar luego de la interacción del blanco con la onda emitida (Watts).

El área efectiva de la antena puede escribirse como:

$$A_e = \frac{G_t \lambda^2}{4\pi} \quad (2.6)$$

donde λ es la longitud de onda del radar.

Reemplazando (2.6) en (2.5) y operando nos queda:

$$P_r = \frac{P_t G_t}{4\pi r^2} \frac{\sigma}{4\pi r^2} \frac{G_t \lambda^2}{4\pi} \quad (2.7)$$

$$P_r = \frac{P_t G_t^2 \sigma \lambda^2}{(4\pi)^3 r^4} \quad (2.8)$$

$$P_r = \left[\frac{P_t G_t^2 \lambda^2}{(4\pi)^3} \right] \frac{\sigma}{r^4} \quad (2.9)$$

$$(2.10)$$

Una vez establecida la configuración inicial del radar y calibrados sus subsistemas, la expresión $\left[\frac{P_t G_t^2 \lambda^2}{(4\pi)^3} \right]$ se transforma en una constante. Luego, si llamamos β a esta constante y la reemplazamos en la Ecuación (2.9) obtenemos una forma compacta de la ecuación de radar:

$$P_r = \beta \frac{\sigma}{r^4} \quad (2.11)$$

2.3.2 Ecuación de Radar: Blanco Distribuido

En el apartado anterior se presentó la ecuación de radar para un blanco puntual. En esta sección se partirá de dicha expresión y se desarrollará la misma para el caso de blancos distribuidos.

Utilizando la teoría de Mie podemos reescribir la expresión de la sección transversal de radar σ del blanco puntual a una que permita describir las características de retrodispersión de las partículas distribuidas en un volumen de resolución determinado:

$$\sigma = \eta V \quad (2.12)$$

Donde V es el volumen de la celda de resolución del radar y η la sumatoria de la superficies de retrodispersión de las i -ésimas partículas (σ_i) distribuidas en este:

$$\eta = \sum_{i=1}^N \sigma_i \quad (2.13)$$

Utilizando la aproximación de Rayleigh podemos escribir σ_i como:

$$\sigma_i = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |k_w^2| D_i^6 \quad (2.14)$$

Donde λ es la longitud de onda del radar, D_i^6 el diámetro de la partícula i -ésima y $|k_w^2|$ es una constante que depende de las propiedades dieléctricas de las partículas y puede expresarse como:

$$|k_w^2| = \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 \quad (2.15)$$

Donde m es el índice complejo de refracción. $K_w^2 \approx 0,93$ es un valor típico para el agua entre 0 y 20°C y longitudes de onda en el orden de cm.

Luego, reemplazando las ecuaciones (2.14) en (2.13), podemos escribir a η como:

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |k_w^2| \sum_{i=1}^N D_i^6 \quad (2.16)$$

El volumen del blanco distribuido V puede escribirse como:

$$V = \frac{\pi \theta \phi r^2 c \tau}{8} \quad (2.17)$$

Donde θ y ϕ son los ángulos de apertura del lóbulo principal del elemento reflectante, c la velocidad de la luz, τ es el período de muestreo del receptor analógico y r la distancia desde la celda analizada hasta el radar.

Retomando la Ecuación (2.11) para blanco puntual y reemplazando σ por la Ecuación (2.12) obtenemos:

$$P_r = \beta \frac{\eta V}{r^4} \quad (2.18)$$

Luego reemplazando las ecuaciones (2.16) y (2.17) en (2.18) y operando, nos queda:

$$P_r = \beta \left[\frac{\pi^5}{\lambda^4} |k_w^2| \sum_{i=1}^N D_i^6 \right] \left[\frac{\pi \theta \phi r^2 c \tau}{8} \right] \frac{1}{r^4} \quad (2.19)$$

$$P_r = \beta \left[\frac{\pi^6 \theta \phi c \tau |k_w^2|}{8 \lambda^4 r^2} \right] \sum_{i=1}^N D_i^6 \quad (2.20)$$

El último término $\sum_{i=1}^N D_i^6$ suele denominarse 'Factor de Reflectividad Equivalente', se denota con la letra Z y sus unidades en MKS son $\frac{m^6}{m^3}$. Se analizará en detalle esta variable en la sección 2.4.

$$Z = \sum_{i=1}^N D_i^6 \quad (2.21)$$

Ahora, si utilizamos la nomenclatura de la Ecuación (2.21) en la Ecuación (2.20), esta última nos quedaría:

$$P_r = \beta \left[\frac{\pi^6 \theta \phi c \tau |k_w^2|}{8 \lambda^4 r^2} \right] Z \quad (2.22)$$

y teniendo en cuenta que $\beta = \frac{P_t G_t^2 \lambda^2}{(4\pi)^3}$ nos queda:

$$P_r = \left[\frac{P_t G_t^2 \lambda^2}{(4\pi)^3} \right] \left[\frac{\pi^6 \theta \phi c \tau |k_w^2|}{8 \lambda^4 r^2} \right] Z \quad (2.23)$$

$$P_r = \left[\frac{P_t G_t^2 \pi^3 \theta \phi c \tau |k_w^2|}{512 \lambda^2 r^2} \right] Z \quad (2.24)$$

Si consideramos que el patrón de radiación de la antena no es uniforme y suponiendo el mismo con una forma Gaussiana, la expresión anterior se transforma en:

$$P_r = \left[\frac{P_t G_t^2 \pi^3 \theta \phi c \tau |k_w^2|}{512 \lambda^2 r^2 (2 \ln 2)} \right] Z \quad (2.25)$$

Luego, teniendo en cuenta las pérdidas de potencia en la transmisión y recepción, el error de sincronismo entre el muestreo en el receptor y el rango real de los objetivos, la función de transferencia del receptor y las atenuaciones en el medio de transmisión, la Ecuación (2.25) nos queda:

$$P_r = \left[\frac{P_t G_t^2 \pi^3 \theta^2 c \tau |k_w^2| L^2 l_r}{2^{10} (2 \ln 2) \lambda^2 r^2} \right] Z \quad \text{o equivalentemente :} \quad (2.26)$$

$$P_r = \frac{\beta' Z}{r^2} \quad (2.27)$$

Si el haz es simétrico en ambas coordenadas $\theta\phi$ es equivalente a θ^2 . $L^2 = L_R L_T L_\alpha^2$ donde L_R y L_T son las pérdidas en recepción y transmisión respectivamente, L_α^2 es la atenuación que sufre la señal en los caminos de ida y vuelta hacia y desde el objetivo al radar. l_r representa los errores introducidos por la función de transferencia del receptor y los errores de sincronismo productos del desfase entre el muestreo de la señal y la posición real de los blancos.

En un modo de operación normal los radares miden la potencia recibida en cada uno de los volúmenes de resolución que componen un pulso. Si se conoce la potencia de transmisión y la constante de radar es factible determinar Z para un cierto volumen de resolución. Luego, despejando Z de la Ecuación (2.26), nos queda:

$$Z = \left[\frac{P_r}{P_t} \right] \left[\frac{2^{10} (2 \ln 2) \lambda^2 r^2}{G_t^2 \pi^3 \theta^2 c \tau |k_w^2| L^2 l_r} \right] \left[10^{18} \right] \quad (2.28)$$

El último término $[10^{18}]$ es un factor de escala incorporado para poder expresar Z en $mm^6 m^{-3}$, unidades utilizadas de forma convencional para representar la variable.

2.4 Factor de Reflectividad Horizontal y Vertical

El Factor de Reflectividad Equivalente, como se vio en el apartado anterior, se define como la suma de la sexta potencia de los diámetros de la totalidad de los hidrometeoros presentes dentro de un volumen de resolución, esto es:

$$Z = \sum_{i=1}^N D_i^6 \quad (2.21)$$

En la sección 2.3.2 se vio como operando a partir de la Ecuación (2.21) se obtiene la Ecuación (2.28), que describe el Factor de Reflectividad Equivalente en función de los parámetros de radar y la potencia recibida normalizada. Si Z es calculado utilizando el canal de transmisión horizontal del radar se denomina Z_h , mientras que si es usado el canal vertical la variable es denominada Factor de Reflectividad Equivalente Vertical (Z_v).

Dado que el tamaño de las gotas de lluvia suele medirse en milímetros y el volumen normalmente se expresa en metros cúbicos, el factor de reflectividad del radar se expresa en $mm^6 m^{-3}$. Los valores típicos de reflectividad para llovizna o nubes que no producen precipitación oscilan entre 10^{-5} y 10^0 y, por otro lado, en el caso de lluvias muy intensas y granizo, Z puede alcanzar valores del orden de 10^7 . Como este rango de valores comprende varios órdenes de magnitud resulta difícil su representación gráfica utilizando escalas lineales. Es por ello que normalmente los productos de radar se representan utilizando escalas logarítmicas, en este caso se utilizan decibelios de Z (dBZ) y la escala suele abarcar de -30 a 75 dBZ. La Ecuación 2.29 representa la forma logarítmica de Z . La tabla 2.1 resume los valores típicos de Z en decibelios para distintos fenómenos atmosféricos.

$$dBZ = 10 \log_{10} Z \quad (2.29)$$

Reflectividad [dBZ]	Categoría
18 a 30	Lluvia Leve
30 a 41	Lluvia Moderada
41 a 46	Lluvia Intensa
46 a 50	Lluvia Muy Intensa
50 a 57	Lluvia Extrema
> 57	Lluvia Extrema con Granizo
> 70	Granizo Muy Grande
25	Nieve

Tabla 2.1: Valores típicos de reflectividad para distintos fenómenos atmosféricos.

La dependencia de la sexta potencia significa que las partículas grandes predominan en el valor de reflectividad calculado. La Figura 2.10 es una simulación de dos volúmenes de resolución con idéntico valor de Z pero muy distinta Distribución de Tamaño de Gotas (DSD, por sus siglas en Inglés "Drop Size Distribution"). Mientras el cubo izquierdo cuenta con unas pocas gotas grandes y algo de pedrisco pequeño, el volumen representado en el cubo derecho está compuesto por cientos de gotitas de lluvia, sin embargo el valor de Z simulado es idéntico para ambos casos.

La Figura 2.11 muestra un PPI de Z_h generado por el RMA-1 el día 9/2/2018. A la derecha del rectángulo central se ubica la escala de colores utilizada para representar los valores de Z_h . Analizando la figura se pueden distinguir fácilmente los bordes y núcleos de las distintas tormentas que se estaban desarrollando en dicho momento sobre la Provincia de Córdoba. Al noreste del radar se observa un núcleo importante con valores cercanos a los 60 dBZ, al este una tormenta de menor intensidad con reflectividades en el orden de los 15 a 30 dBZ y al suroeste se ve un amplio frente de tormenta con varios núcleos severos.

2.5 Variables Polarimétricas

2.5.1 Factor de Reflectividad Diferencial

El Factor de Reflectividad Diferencial (Z_{dr}) es la relación entre el Z_h y el Z_v y se define como:

$$Z_{dr} = 10 \log \left(\frac{P_h}{P_v} \right) \quad (2.30)$$

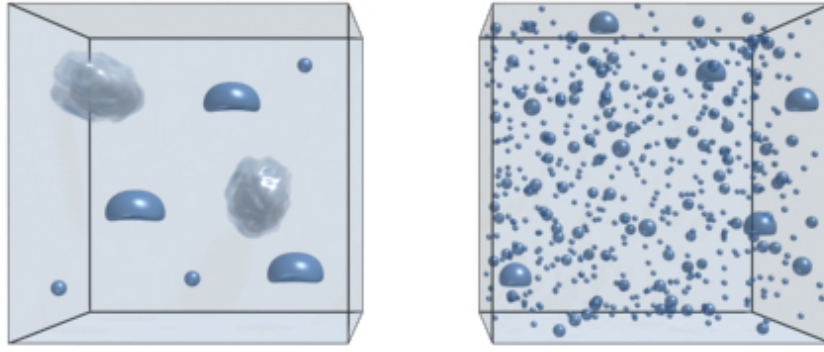


Figura 2.10: Simulación de dos volúmenes de resolución con idéntico Z y distinta DSD. Gráfica extraída de COMET Program.

Donde P_h y P_v son la potencia recibida en el canal horizontal y vertical respectivamente.

Luego, teniendo en cuenta la definiciones de Z_h y Z_v y operando podemos expresar Z_{dr} como:

$$Z_{dr} = 10 \log P_h - 10 \log P_v \quad (2.31)$$

$$Z_{dr} = Z_h - Z_v \quad (2.32)$$

En general Z_{dr} es un buen indicador de la forma media del hidrometeoro dominante en una celda de radar. Se mide generalmente en dB y sus valores típicos van de -7,9 a 7,9 dB. Valores positivos de Z_{dr} indican que las partículas dominantes son más alargadas en el eje horizontal que en el vertical y vice versa. Valores cercanos a cero indican que las dimensiones de los blancos son similares, tanto horizontal como verticalmente. La Figura 2.12 resume el comportamiento de Z_{dr} en función de la forma media del hidrometeoro dominante dentro del volumen de resolución. Otra particularidad de su comportamiento, es que Z_{dr} tiene tendencia a favorecer a los hidrometeoros grandes, es decir, su valor tiende a representar las partículas más grandes del volumen de resolución.

Cuando se miden gotas de agua existe una relación directa entre el valor de Z_{dr} y su tamaño. Las gotas grandes precipitan en forma oblada y el valor de Z_{dr} es mayor a 0. Las gotas pequeñas son generalmente más esféricas y el valor de Z_{dr} es cercano a 0. Las mediciones de granizo arrojan valores de Z_{dr} cercanos a 0 ya que, en promedio, el granizo presenta una forma esférica producto de las altas velocidades de rotación que adquiere durante su caída. Si el granizo no está recubierto de una capa de agua derretida su valor de reflectividad será relativamente baja en comparación a una gota del mismo tamaño. La Figura 2.13 resume los valores típicos de Z_{dr} discriminados por tipo de hidrometeoro.

La Figura 2.14 es un PPI de Z_{dr} generado por el RMA1. El barrido utilizado coincide con el representado en la Figura 2.11 para Z_h . En esta se aprecian los mismos sectores detectados para Z_h . En los tres sectores se observan valores de Z_{dr} cercanos a 4, indicando posible presencia de nubes precipitantes en los mismos. Notar como en el núcleo noreste algunas celdas alcanzan valores de Z_{dr} superiores a 6.

2.5.2 Coeficiente de Correlación Co-Polar

Coeficiente de Correlación Co-Polar (ρ_{hv}) está definido por la siguiente ecuación:

$$\rho_{hv} = \frac{\langle |S_{VV} S_{HH}^*| \rangle}{\sqrt{\langle |S_{HH}|^2 \rangle \langle |S_{VV}|^2 \rangle}} \quad (2.33)$$

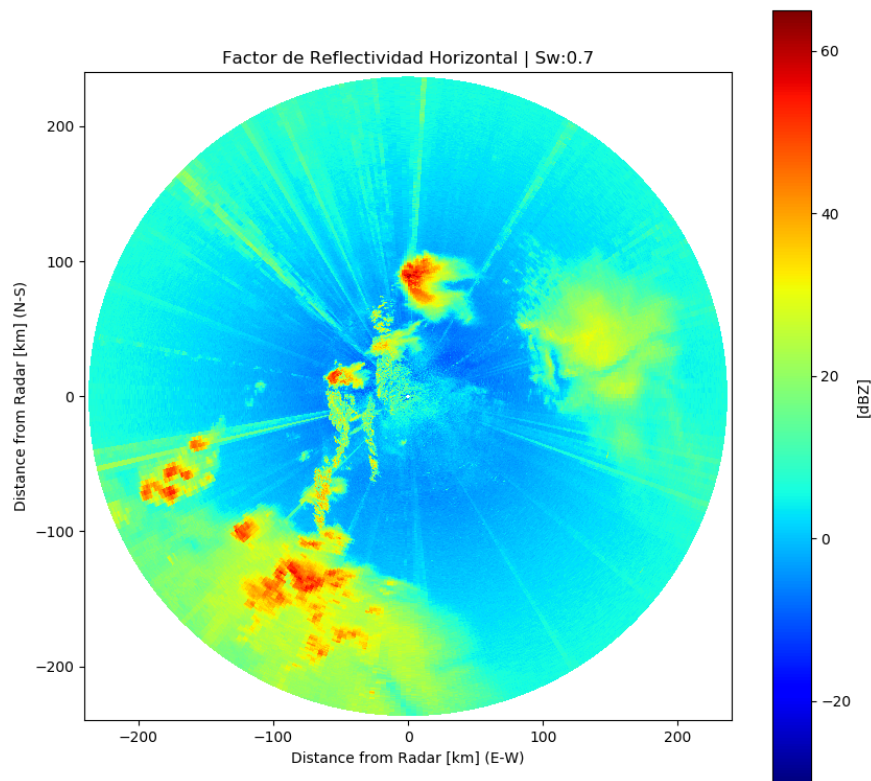


Figura 2.11: PPI del Factor de Reflectividad Equivalente registrado por el RMA1 el día 9/2/2018 a las 2:15 h (UTC).

donde: S_{HH} y S_{VV} son las amplitudes de la matriz de dispersión co-polar recibidas en el canal H y V, respectivamente. Los paréntesis angulares denotan el promedio sobre todos los pulsos emitidos para los distintos sectores acimutales [Rauber y Stephen W. Nesbitt, 2018].

Cuando nos referimos a señales se define como co-polar a la potencia recibida en el mismo estado de polarización que el utilizado para la emisión de la señal. Cross-polar, por otro lado, es utilizado para referirse a la potencia recibida en el estado ortogonal al originalmente transmitido.

ρ_{hv} puede ser usado para distinguir hidrometeoros, ecos no meteorológicos, mezcla de hidrometeoros líquidos y sólidos, identificar granizo, escombros de tornados, cenizas de incendios, entre otros.

Esta variable es una medida de cuán similarmente se comportan los pulsos polarizados horizontal y verticalmente dentro de un volumen de resolución. Es decir, la variable permite medir la consistencia de las formas y tamaños de blancos dentro del volumen analizado. Valores más altos indican mayor consistencia en la forma y tamaño de las partículas mientras que valores bajos indican gran variabilidad de las mismas.

La Figura 2.15 muestra un ejemplo del comportamiento de la variable. Si pulso a pulso la magnitud, el ángulo de fase o ambos cambian de forma diferente para los pulsos horizontales y verticales se obtiene un ρ_{hv} bajo, por el contrario si los cambios son similares el valor de ρ_{hv} resultante es alto.

Los valores típicos de ρ_{hv} se encuentran comprendidos entre 0,2 y 1,05. La variable es adimensional. Los blancos no-meteorológico como pájaros, insectos, murciélagos, entre otros, tienen una retrodispersión compleja. En estos los pulsos horizontales y verticales cambian de forma variada pulso a pulso, lo que resulta en bajos valores de ρ_{hv} , típicamente menores a 0,8. Los blancos meteorológicos no uniformes como granizo, nieve en derretimiento, entre otros, tienen una retrodispersión de complejidad media. Las diferencias pulso a pulso entre los canales horizontales y verticales son moderadas,

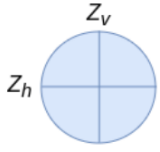
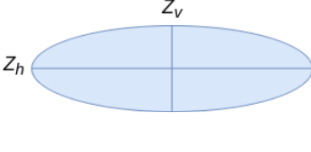
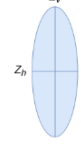
Esféricos	Orientados Horizontalmente	Orientados Verticalmente
Ej. llovizna, granizo pequeño, etc.	Ej. lluvia, hielo en derretimiento, etc	Ej. cristales de hielo verticalmente orientados.
		
$Z_h \sim Z_v$	$Z_h > Z_v$	$Z_h < Z_v$
$ZDR \sim 0$	$ZDR > 0$	$ZDR < 0$

Figura 2.12: Comportamiento de Z_{dr} respecto a la forma media del hidrometeoro dominante dentro del volumen de resolución.

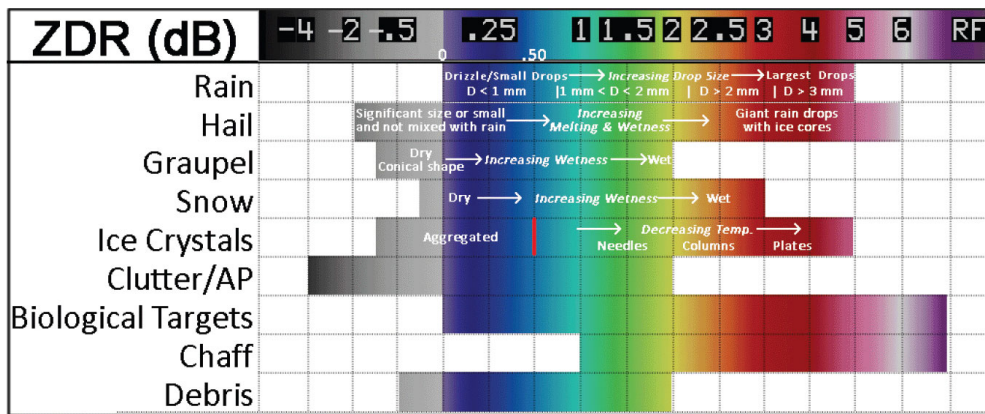


Figura 2.13: Valores típicos de Z_{dr} discriminados por tipo de hidrometeoro. Gráfica extraída de National Weather Service, 2019a.

arrojando valores de ρ_{hv} comprendidos entre los 0,80 a 0,97. Finalmente, los blancos meteorológico uniformes como gotas de lluvia, nieve, entre otros, tienen una retrodispersión de buen comportamiento pulso a pulso. Las diferencias registradas en los canales horizontales y verticales entre pulsos son pequeñas, resultando así en valores de ρ_{hv} mayores a 0,97. La Figura 2.16 resume los valores típicos de ρ_{hv} en función del tipo de hidrometeoro.

La Figura 2.17 es un PPI de ρ_{hv} registrado por el RMA1. Se ha utilizado el mismo barrido que se ilustró en en las Figuras 2.11 y 2.14 para representar los productos de Z y Z_{dr} , respectivamente. En este caso, el producto ρ_{hv} permite identificar fácilmente los sectores que contienen blancos meteorológicos de aquellos que tienen ecos no-meteorológicos, clutter, ruido y, en muchos casos, interferencias de radio enlaces externos. A su vez el alto valor de ρ_{hv} (muy cercano a 1) registrado en los sectores de blancos meteorológicos indican la presencia de nubes homogéneas sin la presencia de granizo, reafirmando lo presumido en el análisis de la Figura 2.14.

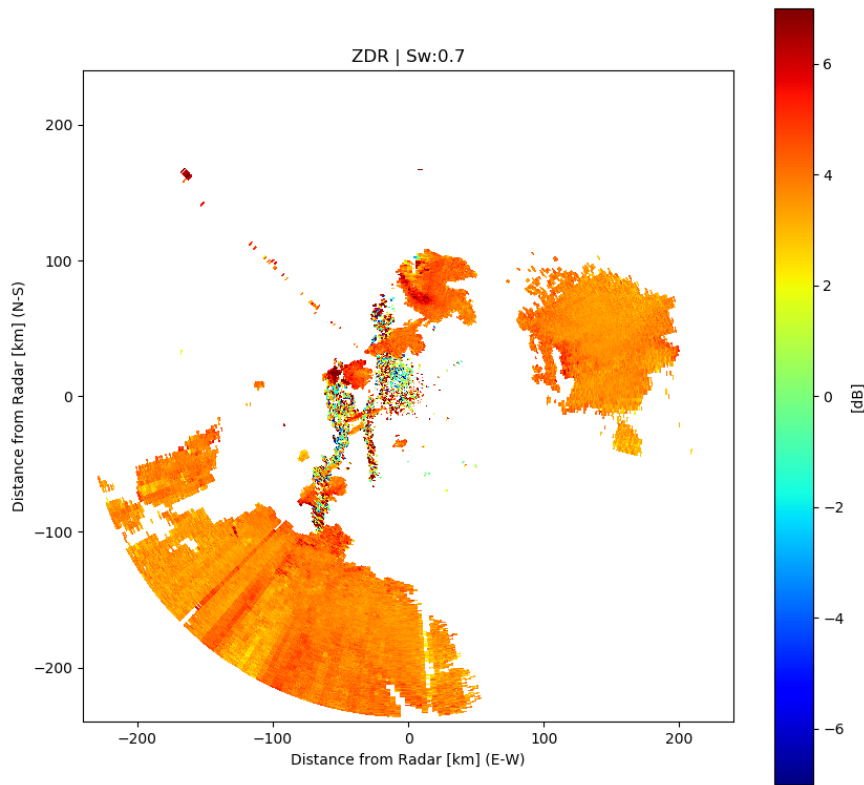


Figura 2.14: PPI de la Reflectividad Diferencial registrado por el RMA1 el día 9/2/2018 a las 2:15 h (UTC).

2.5.3 Diferencial de Fase de Propagación y Diferencial de Fase Específica

Diferencial de Fase de Propagación (ϕ_{dp})

La variable ϕ_{dp} representa el corrimiento de fase diferencial que sufren los pulsos horizontales y verticales durante su propagación. Cuando las ondas electromagnéticas, correspondientes a ambas polarizaciones, atraviesan un conjunto de blancos comienzan a atenuarse y ralentizarse, produciendo así un cambio de fase con distintas magnitudes en ambas señales. Por lo tanto, ϕ_{dp} es un buen indicador de la forma y concentración de los hidrometeoros.

ϕ_{dp} se obtiene a partir del Diferencial de Fase Total (Φ_{dp}). Este último es calculado utilizando la fase recuperada de las señales recibidas en ambos canales polarimétricos, estimadas mediante la aplicación de algún estimador estadístico sobre los N pulsos emitidos para cada sector acimutal. Podemos definir a Φ_{dp} como:

$$\Phi_{dp} = \phi_{dp} + \delta + \varepsilon \quad (2.34)$$

donde δ es el Diferencial de Fase de Retrodispersión y ε es el error producto del ruido intrínseco de las mediciones. La unidad de medida para todas estas variables es el grado.

El Diferencial de Fase de Retrodispersión (δ) se origina en escenarios de retrodispersión que no se ajustan al régimen de Rayleigh. Durante la fluctuación de la RCS en el régimen de Mie se producen cambios tanto en la cantidad de energía como en la fase retrodispersada, generando que la fase de las señales retrodispersadas difieran de la señal original. Este fenómeno, por lo tanto, produce cambios en la fase de la señal emitida. Cabe aclarar que el mismo es un efecto local (se genera un pico positivo en la señal solo en el volumen de resolución donde se originó el fenómeno) y no un efecto de

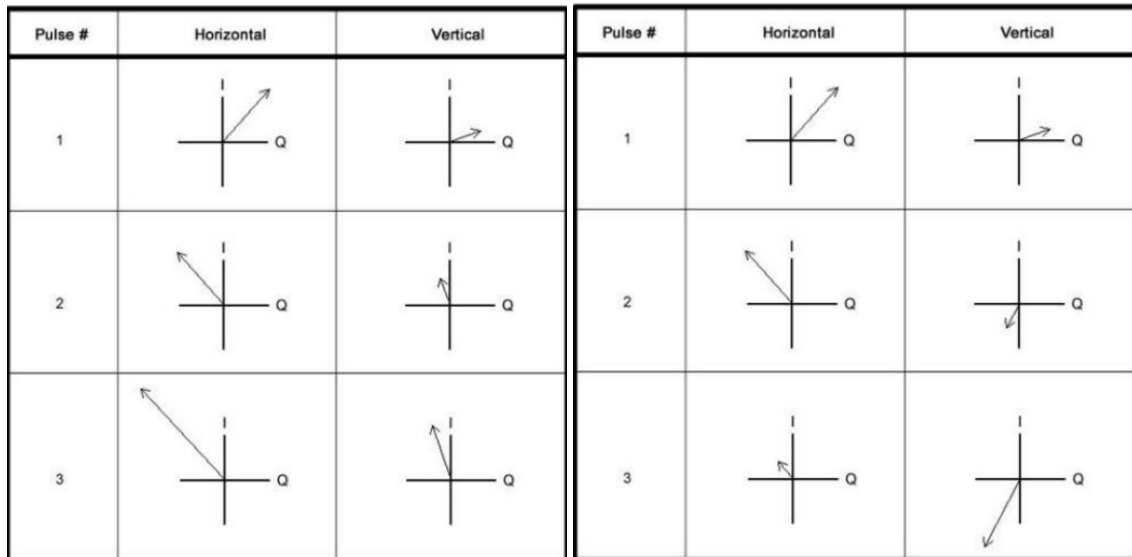


Figura 2.15: (Izq) De pulso a pulso, los pulsos H y V cambian de manera similar. Si el ángulo de fase cambia para H, el canal V sufre un cambio de la misma naturaleza (Pulso 1 a 2). Si la potencia cambia en H, el canal V cambia de manera similar (Pulso 1 a 2). Los cambios similares en las características entre los pulsos H y V de pulso a pulso resultan en un ρ_{hv} alto. (Der) De pulso a pulso, los pulsos H y V cambian de manera completamente diferente. La potencia permanece similar del pulso 1 a 2, pero el cambio en el ángulo de fase del canal H es diferente que el cambio en el ángulo de fase del canal V. Del pulso 2 a 3, la potencia se incrementa en el canal V pero decrece en el canal H. Este tipo de comportamiento entre los pulsos H y V de pulso a pulso resultan en un bajo ρ_{hv} . Gráfica extraída de «fuente».

propagación que aumente con el rango, como es el caso de ϕ_{dp} [Rauber y Stephen W. Nesbitt, 2018]. Para el régimen de Rayleigh, δ es pequeño y el diferencial de fase medido es esencialmente la ϕ_{dp} .

El rango de valores posibles de ϕ_{dp} va desde 0 a 360°. Cuando el desplazamiento acumulado supera los 360° se continúa contando a partir de 0°. Este efecto es posible de corregir con postprocesamiento, en el cual se tiene en cuenta el recorrido total del fasor a lo largo del camino de propagación y los valores de ϕ_{dp} pueden abarcar desde 0 a N grados. Esto último producto se denomina comúnmente como ϕ_{dp} corregido.

El comportamiento de ϕ_{dp} depende de las partículas dominantes dentro del volumen de resolución. En la Tabla 2.2 se presenta un resumen del comportamiento de la variable cuando los hidrometeoros dominantes son gotas de lluvia, granizo, cristales de hielo y nieve o ecos no meteorológicos.

La Figura 2.18 muestra un PPI de la variable ϕ_{dp} . En esta se representa el mismo barrido analizado en las figuras 2.11, 2.14, y 2.17 para las variables Z , Z_{dr} y ρ_{hv} respectivamente. En los sectores asociados previamente a nubes precipitantes se registran valores de ϕ_{dp} generales superiores a 50°. Adicionalmente, los sectores coincidentes con los núcleos convectivos (ver Figura 2.11) alcanzan valores de ϕ_{dp} superiores a 100°, lo que indica desarrollo de precipitaciones muy intensas en dichas regiones.

Diferencial de Fase Específica (K_{dp})

La desventaja que presenta ϕ_{dp} es que sus valores son acumulativos a lo largo de un radial, lo que dificulta la interpretación de la variable. Es por ello que se define K_{dp} como la derivada en rango de

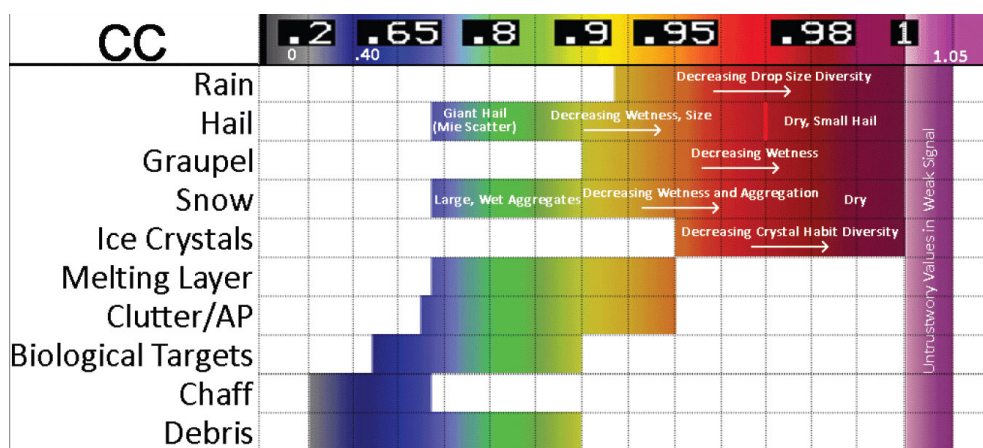


Figura 2.16: Valores típicos de ρ_{hv} discriminados por tipo de hidrometeoro. Gráfica extraída de National Weather Service, 2019a.

Hidrome- teoros	Descripción
Lluvia	Mientras más grande es el tamaño o mayor es la concentración de las partículas más grande y positivo es ϕ_{dp} .
Granizo	El granizo es visto en promedio por el radar como una superficie esférica debido a la rotación generada en la caída, esto conduce a valores de ϕ_{dp} cercanos a 0. En cambio si hay granizo en derretimiento ϕ_{dp} se comportará como si estuviera midiendo grandes gotas de lluvia. El valor de ϕ_{dp} en lluvia no se ve afectado por la presencia de granizo.
Cristales de Hielo y Nieve	Los cristales de hielo y la nieve no tienen una orientación preferencial por lo que típicamente el valor de ϕ_{dp} es cercano a 0°. Si los cristales de hielo son orientados vertical o horizontalmente por algún campo eléctrico ϕ_{dp} se incrementará o reducirá respectivamente.
Blancos No Meteorológicos	ϕ_{dp} se torna muy ruidoso ante la presencia blancos no meteorológicos producto de la sumatoria de la componente de la fase diferencial de retrodispersión.

Tabla 2.2: Descripción del comportamiento de ϕ_{dp} en función del hidrometeoro dominante.

ϕ_{dp} , esto es:

$$K_{dp} = \frac{1}{2} \frac{d\phi_{dp}}{dr} \quad \text{o equivalentemente :} \quad (2.35)$$

$$K_{dp} = \frac{\phi_{dp}(r_2) - \phi_{dp}(r_1)}{2(r_2 - r_1)} \quad (2.36)$$

K_{dp} se mide en $[\frac{\circ}{km}]$ y su rango de valores típicos va desde -2 a 10. La Figura 2.19 resume estos valores para distintos hidrometeoros dominantes.

Diferencias entre ϕ_{dp} y K_{dp}

La Figura 2.20 compara el comportamiento de ϕ_{dp} y K_{dp} a lo largo de un radial. En esta se ve como el uso de K_{dp} es más intuitivo para identificar sectores con presencia de agua líquida que ϕ_{dp} .

Ambas variables son buenos indicadores del contenido de agua líquida presente en la atmósfera.

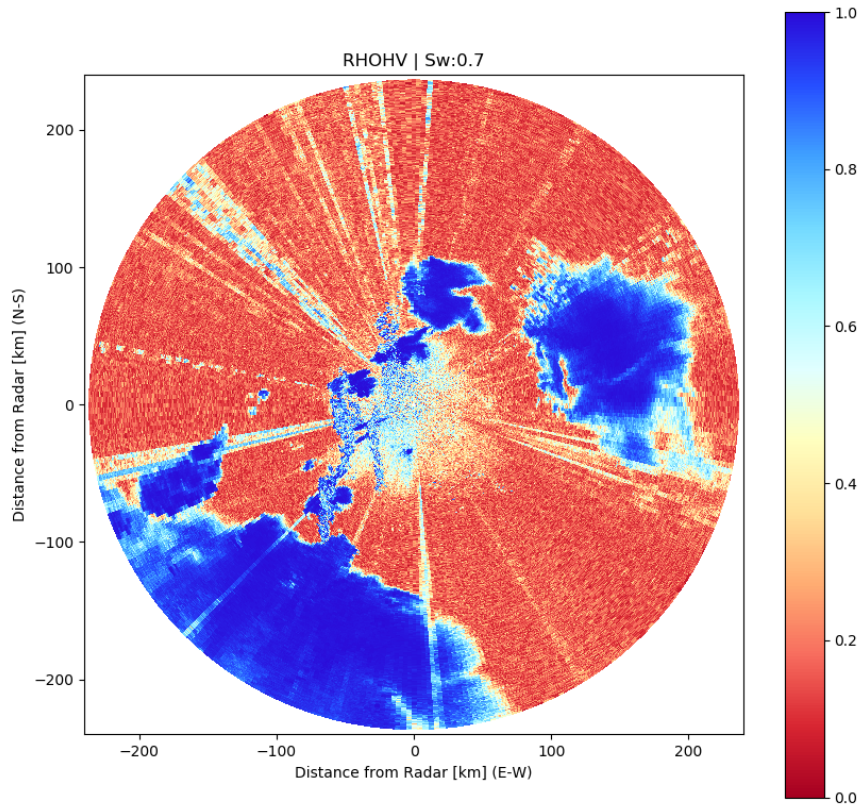


Figura 2.17: PPI de ρ_{hv} registrado por el RMA1 el día 9/2/2018 a las 2:15 h (UTC).

Esto se debe a que a mayor cantidad de agua por unidad de volumen, mayor es el desfase entre las dos polarizaciones ortogonales y, por ende, mayor el valor resultante de ambas variables.

2.5.4 Velocidad Doppler y Ancho Espectral

El radar meteorológico aprovecha el efecto Doppler para medir la velocidad de desplazamiento media de los hidrometeoros dentro de un volumen de resolución. Es decir, se aprovecha el desplazamiento en frecuencia que se produce por el movimiento relativo entre la fuente emisora y el blanco.

Para calcular la Velocidad Doppler (V_{rad}) de un volumen determinado se necesita conocer el desfase de la señal recibida respecto a la transmitida. Si se envía un pulso electromagnético \hat{E}_t dado por:

$$\hat{E}_t = a(t) e^{j\omega_T t} \quad (2.37)$$

y la distancia al objeto varía en el tiempo como:

$$R(t) = R_0 - vt \quad (2.38)$$

donde v es la velocidad de las partículas hacia el radar, t el tiempo y R_0 la posición inicial.

Si ahora reemplazando (2.38) en (2.37) y operamos, nos queda:

$$\hat{E}_t = \hat{a}' \left(t - \frac{2R_0}{c} \right) e^{j\frac{4\pi c}{\lambda_T} R_0} e^{j2\pi \left(\frac{2v}{\lambda_T} \right) t} e^{j2\omega_T t} \quad (2.39)$$

donde ω_T y λ_T son la frecuencia angular y longitud de onda, respectivamente.

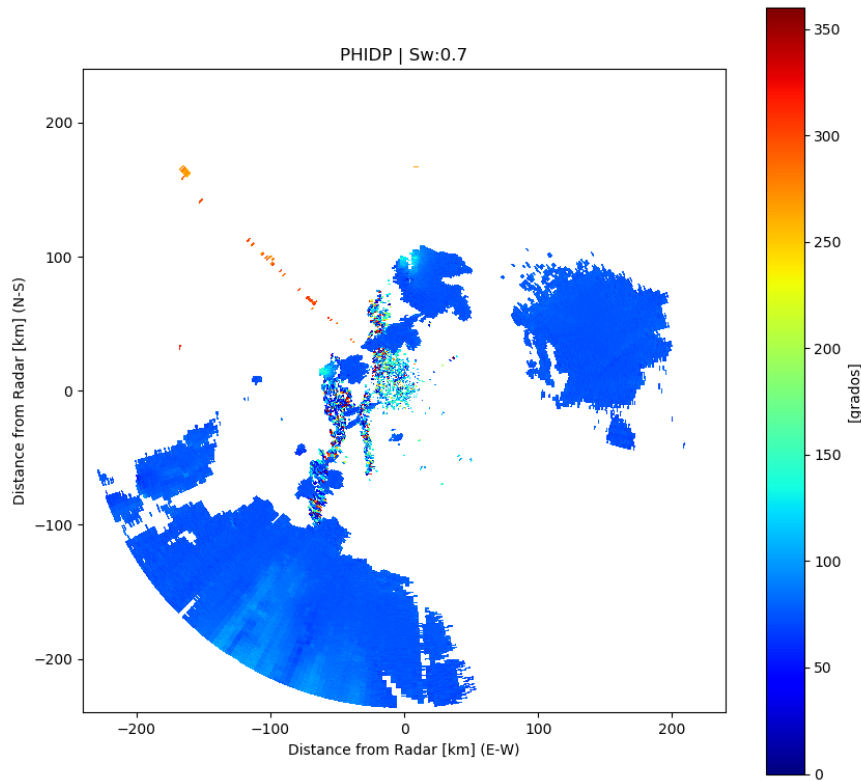


Figura 2.18: PPI de la Fase Diferencial registrado por el RMA1 el día 9/2/2018 a las 2:15 h (UTC).

La frecuencia instantánea es la derivada temporal de la fase:

$$\omega = \omega_T + 2\pi f_D \quad (2.40)$$

con f_D la frecuencia Doppler:

$$f_D = \frac{2v}{\lambda_T} \quad (2.41)$$

Las velocidades positivas son asignadas a las celdas donde el conjunto de hidrometeoros sensados en promedio se desplaza acercándose al radar, mientras que velocidades negativas son asignadas a los conjuntos de partículas cuyo desplazamiento se aleja del radar. La aplicación de esta nomenclatura puede apreciarse en la Figura 2.22.

Es importante observar que el radar sólo indica si los blancos se están acercando o alejando y a qué velocidad. La velocidad y dirección real del viento sólo coincidirán con las registradas por el radar en los lugares donde el haz se alinee perfectamente en sentido paralelo a la dirección de desplazamiento de los blancos. En todos los demás casos solo se mide la componente radial del campo real de viento en dirección al radar. El panel izquierdo de la Figura 2.21 esquematiza la descomposición del vector del campo de viento, donde puede observarse la componente radial que mediría el radar. El panel derecho, por otro lado, muestra un ejemplo donde el viento proviene desde el oeste cuando el radar se encuentra ubicado a 45° en dirección noreste. En este caso la velocidad radial medida por el radar equivaldría al 71 % de la velocidad real del viento.

La Figura 2.22 muestra un PPI de la V_{rad} para la misma tormenta analizada en las figuras 2.11, 2.14, 2.17 y 2.18 para las variables Z , Z_{dr} , ρ_{hv} y ϕ_{dp} respectivamente. El sector precipitante ubicado al noreste del radar tiene una velocidad radial negativa indicando que se está alejando de este. Dentro de

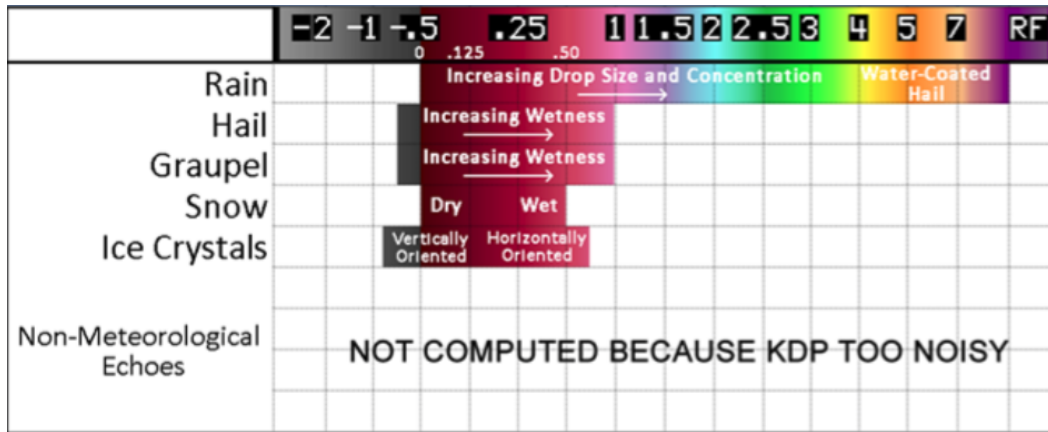


Figura 2.19: Valores típicos de K_{dp} en función del hidrometeoro dominante. Gráfica extraída de National Weather Service, 2019a.

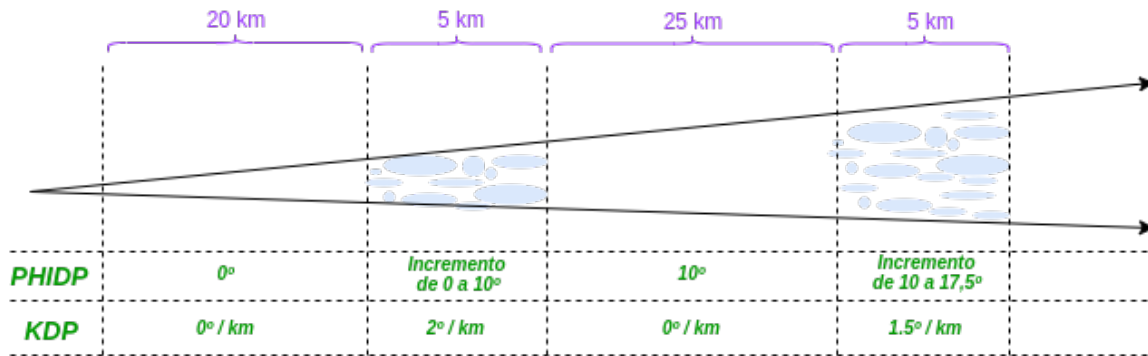


Figura 2.20: Ilustración del comportamiento acumulativo de los valores de ϕ_{dp} en comparación a K_{dp} . Se puede apreciar como K_{dp} determina donde ϕ_{dp} está cambiando.

este sector, ubicado aproximadamente a los 5° en acimut y 100 km en rango, se ve un efecto repentino de cambio de dirección de la V_{rad} . Es decir, el radar se encuentra midiendo velocidades negativas y de repente se comienzan a observar velocidades positivas. Este efecto se denomina solapamiento o ‘aliasing’, por la terminología empleada en Inglés, y ocurre cuando la onda electromagnética es desplazada más allá de su posición inicial, por lo que no puede discernirse si la velocidad es saliente o entrante. El campo resultante puede ser corregido o mitigado en postprocesamiento con distintos algoritmos de software.

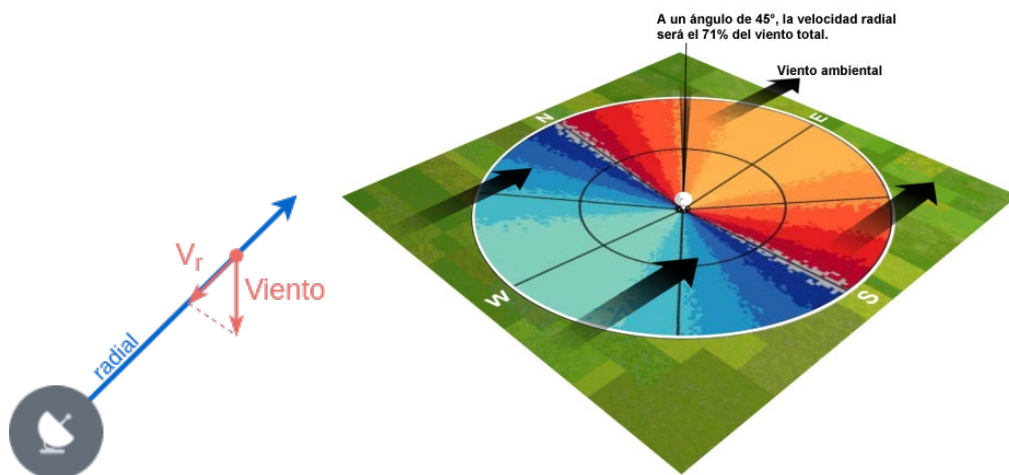


Figura 2.21: (Izq) Esquemización de la componente radial del viento medida por un radar meteorológico. (Der) Ejemplo de un campo de viento desplazándose de oeste a este cuando el radar se encuentra apuntando hacia el noreste (45°). En este caso, el radar medirá aproximadamente el 71 % del valor total del viento.

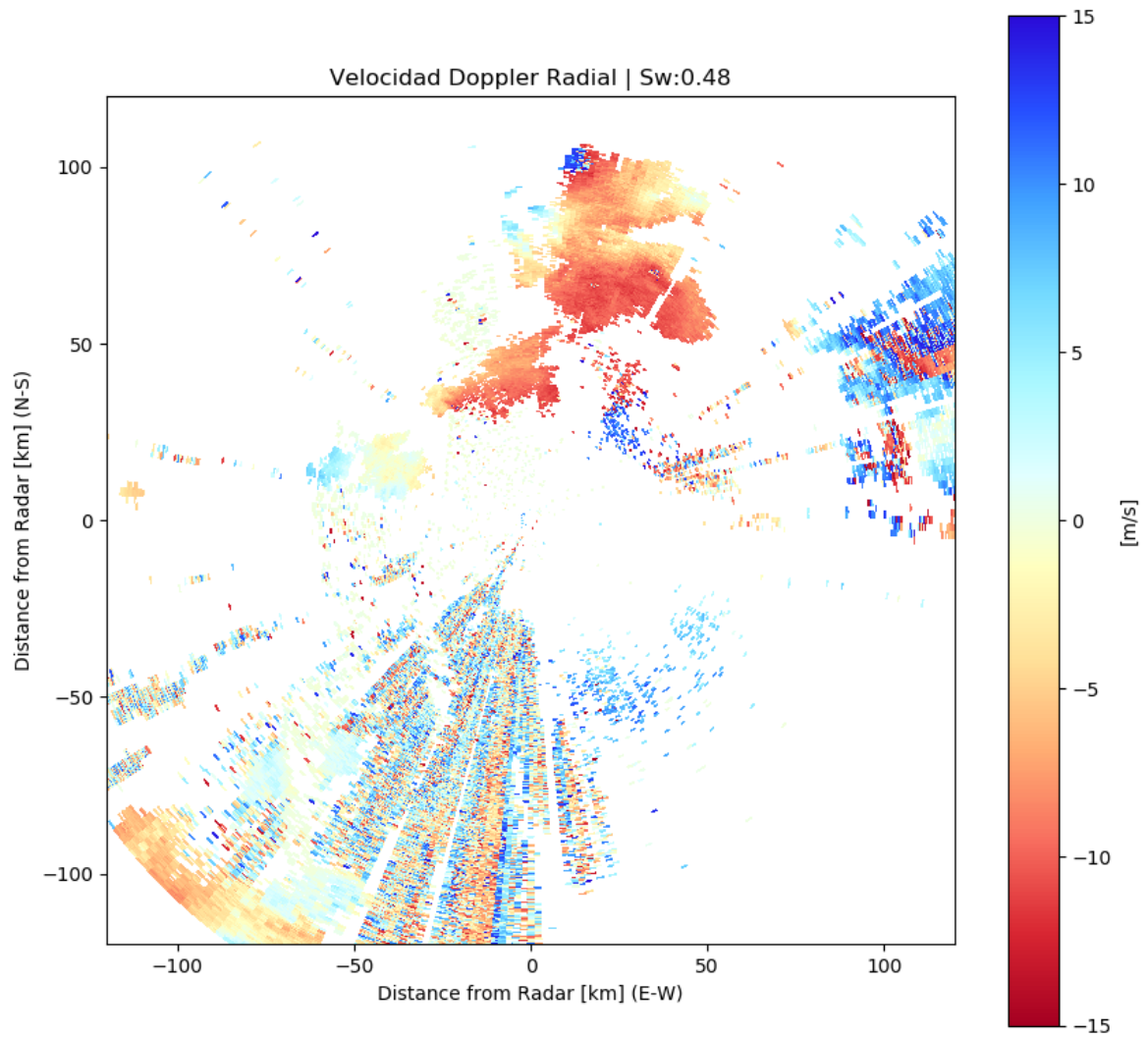


Figura 2.22: PPI de la Velocidad Doppler registrado por el RMA1 el día 9/2/2018 a las 2:15 h (UTC).



3. Estimación Cuantitativa de Precipitación

La estimación cuantitativa de precipitación es un tema de sumo interés para muchas aplicaciones hidrológicas. La generación de campos de precipitación de alta resolución espacial y temporal implica, típicamente, la combinación de mediciones de sensores remotos como radares o satélites meteorológicos y datos de superficie recolectados por redes de estaciones meteorológicas automáticas o disdrómetros.

El presente capítulo comienza realizando una exhaustiva descripción de los instrumentos de medición terrestre, son estudiados en profundidad los distintos tipos de pluviómetros y las características de las redes pluviométricas. En la segunda sección se trata la naturaleza de la distribución del tamaño de gotas dentro de las tormentas y su medición a través de diferentes clases de disdrómetros, resaltando ventajas, desventajas y errores asociados a cada tecnología. La tercera sección aborda uno a uno los distintos aspectos a tener en cuenta a la hora de realizar mediciones con radares meteorológicos, revisando la calibración, estrategias de escaneo, calidad de los datos, efectos típicos de distorsión de las mediciones, identificación y selección de datos, y estimadores de precipitación. En la cuarta sección se describirán las técnicas de ajuste/calibración de radares meteorológicos mediante la comparación con redes pluviométricas terrestres y/o disdrómetros en superficie.

3.1 Pluviómetros y Redes Pluviométricas

Un pluviómetro es un dispositivo que recolecta y mide precipitación. Existen diversos tipos, los más simples y de operación manual están constituidos por recipientes milimetrados de lectura visual, mientras que los de operación automática están basados en distintos mecanismos de medición y registran los resultados en papel o en medios electrónicos. Los mecanismos más frecuentes son: medición por cangilonadas, pesado, flotantes, capacitancia; también hay dispositivos acústicos, ópticos y varios tipos de disdrómetros.

Cada dispositivo tiene distintas ventajas, errores de muestreo, requerimientos y costos de instalación, operación y mantenimiento. Algunos pluviómetros están diseñados para medir únicamente precipitaciones líquidas mientras que otros tienen además la capacidad de medir precipitaciones sólidas como la nieve.

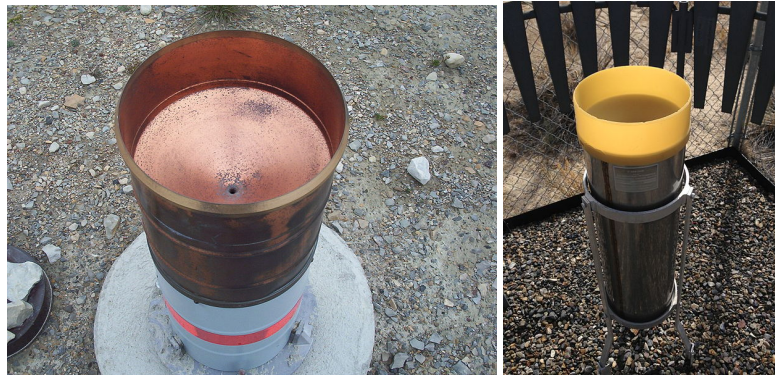


Figura 3.1: (Izq.) Pluviómetro típico de cangilonada o "tipping bucket" por su terminología en inglés. (Der.) Pluviómetro estándar del National Weather Service de EE.UU.

3.1.1 Pluviómetros

Los errores que afectan a los instrumentos pueden ser clasificados en *sistemáticos* y *aleatorios*. Los primeros constituyen generalmente la principal fuente de error e incluye pérdidas debido al viento, evaporación o condensación, salpicado (splashing), problemas comunes a la mayoría de las tecnologías. Los errores aleatorios están vinculados a la tecnología utilizada en la medición por lo que varían entre los distintos tipos de pluviómetros existentes.

En las siguientes subsecciones se describen las fuentes de errores sistemáticos por separado y se realiza un análisis comparativo de los errores aleatorios asociados a las distintas tecnologías. Se hace especial hincapié en los errores de los pluviómetros cangilonados ya que son actualmente los de mayor uso en las redes pluviométricas a nivel mundial.

3.1.1.1 Errores Aleatorios de Medición

Los **errores de muestreo** dependen de la variable que se desea medir, de los intervalos de integración, de la frecuencia de muestreo utilizada y del sistema mecánico/electrónico utilizado.

Las **variables de interés** para la mayoría de las aplicaciones hidrológicas son generalmente dos: *la precipitación acumulada* y *la tasa de precipitación*. Los pluviómetros de recolección, inherentemente, tienen la capacidad de medir la precipitación acumulada. Esta es registrada midiendo el agua acumulada en el recipiente de recolección a lo largo de un evento. La tasa de precipitación, por otro lado, es estimada de la relación entre la precipitación acumulada registrada y el intervalo de tiempo de medición utilizado.

Las **limitaciones tecnológicas y errores aleatorios**, como se ha mencionado, dependen del sistema de medición del instrumento. Los pluviómetros de capacitancia y pesado, por ejemplo, ven afectadas sus mediciones si durante el evento de interés se producen drenajes en sus reservorios. Los pluviómetros de cangilonada, si bien están exentos de los problemas de drenajes, suelen tener fallas vinculadas al vaciado del cangilón. Los orígenes de estas fallas pueden estar ocasionadas por distintas fuentes, siendo una de las principales la obstrucción del cangilón por causas biológicas (insectos, hojas de arboles, excremento de aves, etc.). Los pluviómetros acústicos tienen problemas de sensibilidad en el registro de gotas con diámetros pequeños. Los disdrómetros, por su parte, tienen errores relativos grandes en la medición de las tasas de precipitación en tormentas con bajas tasas de precipitación producto generalmente de una reducida área de muestreo y de cortos intervalos de medición (ej.: 1 minuto). En estos casos la DSD no es correctamente muestreada, necesiéndose de tasas de precipitación mayores para que el muestreo sea adecuado.

Uno de los aportes más significativos al estudio y comparación de los errores de muestreo entre pluviómetros convencionales lo realizaron Nystuen y col., 1996, quienes compararon seis tipos di-

ferentes de pluviómetros automáticos. Los autores incluyeron tres sistemas de recolección: pesado, capacitancia y cangilonada; un pluviómetro de centelleo óptico (“optical scintillation”, por su terminología en inglés), uno de inversión acústica bajo agua y un disdrómetro. Para efectuar las comparaciones utilizaron datos de 100 tormentas independientes. Posteriormente, Ciach, 2003 realizaron un valioso aporte en la evaluación del error aleatorio en pluviómetros cangilonados comparando 15 pluviómetros ubicados en un área de medición de 64 m^2 ($8 \times 8 \text{ m}$).

Precipitación Acumulada

Diversos estudios reflejan una excelente correlación en las acumulaciones efectuadas por los distintos tipos de pluviómetros de recolección. Los coeficientes de correlación pueden alcanzar valores de hasta 0,98 o incluso 0,99 [Nystuen y col., 1996]. La Figura 3.2a muestra los resultados de comparar la precipitación acumulada en eventos individuales entre pluviómetros de capacitancia y pesado, mientras que la Figura 3.2b muestra los resultados de la comparación de pluviómetros de capacitancia, cangilonada y disdrómetro. Se presume que la mayor parte de las dispersiones observadas son producto de errores aleatorios propios de los instrumentos.

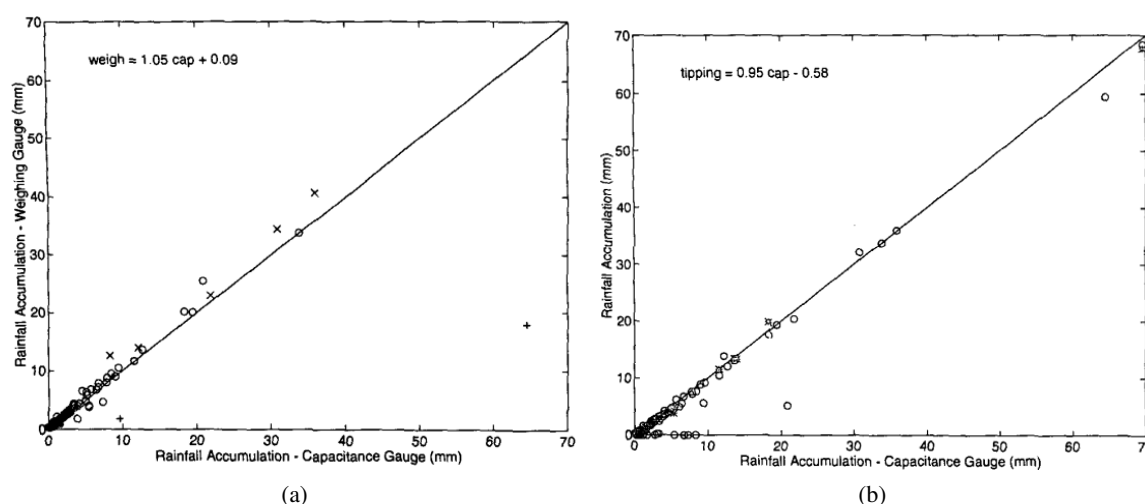


Figura 3.2: (a) Comparación de acumulación total para eventos individuales entre pluviómetros de capacitancia y pesado. El símbolo “x” representa eventos donde los pluviómetros de capacitancia drenaron, mientras que el símbolo “+” eventos donde se produjeron drenajes en los pluviómetros de pesado. (b) Comparación de la precipitación total acumulada para tormentas individuales entre pluviómetros de capacitancia, cangilón (símbolo “o”) y disdrómetro (símbolo “*”). Gráficos extraídos de [Nystuen y col., 1996].

Tasa de Precipitación

La medición de esta variable, por otro lado, depende fuertemente de la tecnología utilizada, de la intensidad de la tormenta, del intervalo de integración para calcular la tasa de precipitación y de la frecuencia de muestreo elegida. En adelante la misma será representada mediante la letra ‘R’ y se utiliza ‘ $\frac{\text{mm}}{\text{h}}$ ’ como unidad de medición.

Nystuen y col., 1996 calcularon tasas de precipitación en seis eventos independientes con intervalos de un minuto para los seis tipos de pluviómetros utilizados en su estudio. Como fuente de verdad para realizar la comparación tomaron la media de la tasa de precipitación a 1 minuto de la sumatoria de todos los instrumentos. Todos los tipos de pluviómetros tuvieron estimaciones fuertemente correlacionadas entre sí. La Figura 3.3 muestra gráficos comparativos de los distintos instrumentos en el cálculo de

la tasa de precipitación. Las pendientes de todas las curvas de regresión lineal respecto a la tasa de precipitación media, a un intervalo de 1 minuto, son próximas a uno con un sesgo menor a $1,1 \text{ mm h}^{-1}$ y los coeficientes de correlación superiores a 0,93.

El error relativo medio de los distintos instrumentos fue desde $\pm 18 \%$ para el pluviómetro óptico a $\pm 37 \%$ para el método de inversión acústica. Los pluviómetros de capacitancia, pesado y disdrómetros tuvieron un error relativo pequeño ± 12 a 14% , para $R > 5 \text{ mm h}^{-1}$, mientras que para $R < 5 \text{ mm h}^{-1}$ tuvieron errores relativamente grandes ± 38 a 40% . Para el caso de los sistemas ópticos se encontró que el sesgo fue relativamente alto en relación al resto de los pluviómetros por alrededor de 10% a 20% . Esta varianza no es atribuida a variaciones en la DSD dentro de las tormentas sino que se cree que son producto del umbral mínimo de funcionamiento de estos instrumentos, debajo del cual no se puede detectar precipitación debido al ruido de fondo natural al que están expuestos. En el caso del sistema de inversión acústica el error relativo medio fue mayor que en los otros pluviómetros, lo que es atribuido a relativa insensibilidad de la medición acústica a gotas de $1,2$ a 2 mm de diámetro debido a que el tamaño de las mismas no produce un sonido significativo bajo el agua.

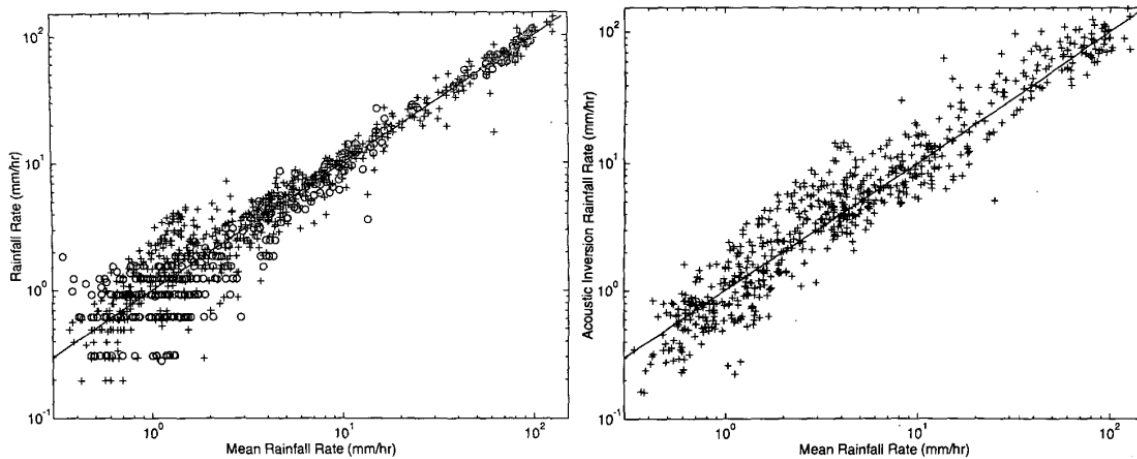


Figura 3.3: (Izq.) Comparación de tasas de precipitación de 1 minuto para varios eventos convectivos. El pluviómetro de pesado (“o”) y el capacitancia (“+”) son comparados respecto a la media de la tasa de precipitación calculada con un intervalo de 1 minuto (media de todos los pluviómetros por minuto) (Der.) Estimación de tasa de precipitación a un minuto para el pluviómetro acústico. Gráficos extraídos de [Nystuen y col., 1996].

La Tabla 3.1 resume el error medio relativo de la tasa de precipitación a 1 minuto para cada tipo de pluviómetro (excepto el de cangilonada). Para dicho estudio el error relativo medio fue definido como:

$$err_i = \left| \frac{x_i - m_i}{m_i} \right| \quad (3.1)$$

donde x_i es la medición del pluviómetro y m_i es la media de todos los pluviómetros para el minuto i -ésimo.

Pluviómetros Cangilonados

Los pluviómetros cangilonados son diseñados comúnmente para que el cangilón se descargue al acumular $0,2$; $0,254$ (equivalente a $0,01$ pulgadas); $0,5$ o 1 mm de lluvia.

La precisión de la tasa de precipitación en estos instrumentos está limitada a más/menos una descarga en el intervalo de tiempo seleccionado. Para un intervalo de 1 minuto y un cangilón de $0,2 \text{ mm}$ esto es equivalente a $\pm 12 \text{ mm h}^{-1}$.

	DIS	Óptico	Capacitancia	Acústico	Pesado
General	27	23	29	37	32
$R > 1 \text{ mm h}^{-1}$	21	16	27	38	26
$R > 5 \text{ mm h}^{-1}$	12	17	14	31	14
$R > 50 \text{ mm h}^{-1}$	9	24	12	24	8
$R < 5 \text{ mm h}^{-1}$	38	28	3	40	40
$R < 1 \text{ mm h}^{-1}$	56	59	38	32	50

Tabla 3.1: Error medio para cada tipo de pluviómetro como función de la tasa de precipitación. Datos extraídos de [Nystuen y col., 1996].

El mecanismo de descarga de este sistema implica *subestimaciones importantes en tormentas con tasas de precipitación extremadamente altas* debido a la imposibilidad de registrar el agua precipitante mientras el cangilón es vaciado. El pluviómetro comercial Belfort, por ejemplo, puede subestimar la tasa de precipitación en aproximadamente 15% bajo lluvias constantes con tasas de precipitación superiores a 100 mm h^{-1} [Nystuen y col., 1996].

Habib, Witold F Krajewski y Anton Kruger, 2001 realizaron un minucioso estudio para caracterizar los errores típicos de los pluviómetros cangilonados en la medición de tasas de precipitación. Para ello utilizaron observaciones provenientes principalmente de tormentas convectivas y algunas estratiformes. Los autores afirman que la principal fuente de error de estos instrumentos proviene del mecanismo de muestreo y de la incapacidad de capturar pequeñas variaciones temporales. Éstos encontraron niveles de errores significativos en la estimación de la tasa de precipitación de tormentas con intensidades leves al utilizar intervalos de 1-minuto, pero a medida que la escala de tiempo computada era incrementada el error fue reducido sustancialmente. Los mismos concluyen que el error puede ser despreciado si se utilizan intervalos superiores a 15 minutos. Además, especifican que el rendimiento y los errores asociados dependen del intervalo de muestreo y del tamaño del cangilón, recomendando períodos de muestreo del orden de 5-10 s junto con volúmenes de descarga de la cubeta no superiores a 0,254 mm.

Ciach, 2003 en su estudio comparativo de 15 pluviómetros cangilonados instalados de forma contigua en un área reducida obtuvieron valores estimativos de los errores aleatorios de dichos instrumentos. Encontraron que la magnitud de los errores es altamente dependiente de la intensidad de las tormentas y de la escala de tiempo elegida, siendo sustancialmente importantes cuando se requieren mediciones de tasas de lluvia medidas a intervalos pequeños (ej.: 1 minuto). Los autores determinaron que hay una fuerte dependencia en los errores según la forma en que la información es recolectada y procesada. En esquemas basados en el tradicional sistema de conteo de descargas del cangilón o tips se obtienen mayores errores que realizando interpolaciones entre los tiempos de los tips.

El estudio permitió cuantificar el error aleatorio de los instrumentos. En tormentas de moderada intensidad, de 10 mm h^{-1} por ejemplo, se obtienen errores estándares relativos de 4,9% para un intervalo de 5 minutos y 2,9% para un intervalo de 15 minutos. Estos datos, cabe destacar, son congruentes con los obtenidos por Habib, Witold F Krajewski y Anton Kruger, 2001 quienes obtienen errores estándares relativos de 6,4% para intervalos de 5 minutos y 2,3% para intervalos de 15 minutos. Los autores afirman que las discrepancias pueden ser atribuidas a diferencias en los métodos de análisis como a limitaciones en el número de muestras, concluyendo que las similitudes entre ambos estudios pueden indicar que los errores aleatorios empíricos en los pluviómetros cangilonados son principalmente causados por el efecto de muestreo del cangilón y que otras contribuciones al error general son mucho menos significativas.

Si bien las estaciones meteorológicas automáticas están equipadas típicamente con solo un pluviómetro se ha visto que los errores sistemáticos y aleatorios degradan la calidad y credibilidad

de las mediciones realizadas. Una estrategia simple y no muy costosa para mitigar estos errores es sumar redundancia en la medición, equipando cada estación con 2 o más sensores. Esta alternativa ha empezado a ser explorada por algunos autores [Ciach, 2003] [W. Krajewski, Kruger y Nespor, 1998]. La redundancia de sensores tiene la potencialidad de detectar posibles fallas, obstrucciones y errores de calibración de los instrumentos individuales, reduciendo al mismo tiempo los errores aleatorios de medición.

3.1.1.2 Errores Sistemáticos de Medición

Flujos Irregulares Los flujos irregulares están definidos por la relación entre la tasa de precipitación real y la tasa efectiva de drenaje desde el orificio de recepción al reservorio de recolección. En tormentas con bajas tasas de precipitación se puede producir un efecto de “goteado” en los reservorios de los instrumentos de recolección quedando registrado en los instrumentos como puntos aislados con una alta tasa de precipitación. Estos errores pueden ser suavizados o removidos aplicando distintos tipos de filtros.

Windshear y Vientos Superficiales Los errores inducidos por el viento son el componente más importante de la sumatoria de errores sistemáticos y ha sido ampliamente estudiado usando distintas metodologías. Una de las más recientes e interesante metodología la introdujeron Nevspor y Sevruk, 1999 quienes realizaron simulaciones numéricas del flujo de aire alrededor de los pluviómetros.

3.1.1.3 Limitaciones Tecnológicas y Otros

Problemas Mecánicos y Eléctricos Los instrumentos sufren naturalmente problemas mecánicos y electrónicos, generando fallas en el registro de los eventos. Entre estos, los problemas más comunes probablemente sean las obstrucciones parciales o completas del embudo que drena en el reservorio de medición, fallos mecánicos/electrónicos de los instrumentos de registro y fallos temporales de alimentación. Si bien estas fallas son impredecibles es posible tomar ciertas medidas preventivas.

En el caso de la alimentación eléctrica, en la medida de lo posible, se debe optar por sistemas con auto provisión eléctrica y redundancia a través de líneas eléctricas comerciales. Para los fallos mecánicos/electrónicos y obstrucciones se pueden desarrollar técnicas para detección de fallas y evaluar la calidad de los datos de las estaciones automáticas telemétricas. Otra alternativa es redundar las mediciones integrando más de un pluviómetro en las estaciones automáticas, como ya fue comentado.

Disponibilidad en Tiempo Real Actualmente, a pesar de la evolución de los sistemas de comunicación de las últimas décadas, solo una parte de las estaciones meteorológicas automáticas son telemétricas, es decir son capaces de transmitir datos en tiempo real. Esto es una limitación importante cuando la información provista por la red pluviométrica es utilizada para el ajuste de sensores remotos como radares y satélites. La reducción de estaciones disponibles afectan la cobertura espacial de la red pluviométrica y por lo tanto, como se describe en 3.1.2, aumenta el error en la estimación areal de la precipitación.

Costos de Mantenimiento Si bien es cierto que contar con un mayor número de estaciones meteorológicas automáticas permite mejorar la estimación de la distribución espacial de la lluvia, también implica un incremento directo en los costos de mantenimiento asociados. En efecto, el elevado costo de mantenimiento es uno de los principales limitantes relacionados a las redes de estaciones automáticas. Ya sea que las estaciones se encuentren instaladas en lugares inhóspitos o urbanizados siempre deben ser instaladas en exposición directa de la naturaleza. La instalación suele realizarse en base a lo dispuesto por normativas y recomendaciones elaboradas por la OMM a los fines de minimizar errores de medición asociados a interferencias antropogénicas o naturales del entorno del sitio de instalación. Es por ello que al costo de mantenimiento preventivo o correctivo típico de instrumentos

electrónicos o mecánicos propios de las Estaciones Meteorológicas Automáticas (EMAs) hay que sumarle los costos de mantenimientos correctivos producto de obstrucciones o daños producidos por la acción de insectos, aves, arácnidos y restos de vegetación, entre otros.

3.1.2 Redes Pluviométricas

Los pluviómetros, independientemente de la tecnología utilizada, tienen limitaciones en la representación espacial del campo de precipitación. Esta problemática es especialmente importante en la medición de tormentas convectivas y orográficas, las cuales tienen importantes gradientes espaciales.

Históricamente, para la resolución de esta problemática, se han conformado redes pluviométricas distribuidas espacialmente en las regiones de interés. El diseño de estas redes ha sido analizado extensivamente y se ha reconocido que la precisión del campo de lluvia resultante depende de la variabilidad espacial de la precipitación, de la densidad de la red y su distribución. Teóricamente, mientras el número de pluviómetros es incrementado, la precisión de las estimaciones areales de lluvia aumenta. Sin embargo, debido a los costos asociados y limitaciones geográficas, solo un número limitado puede ser instalado dando frecuentemente como resultado redes observacionales de baja densidad. Una red pluviométrica adecuada contribuye significativamente al análisis espacio-temporal de la precipitación y su variabilidad, mientras que un número insuficiente de pluviómetros puede afectar negativamente la medición y análisis de la misma [Cheng y col., 2012].

Diversos autores se han dedicado a desarrollar estimadores y técnicas para optimizar la estimación de precipitaciones areales y la conformación de las redes pluviométricas [Pardo-Igúzquiza, 1998] [II Zawadzki, 1973] [Sutcliffe, 1966] [Hogan, 1990] [Bastin y col., 1984]. El principal desafío es la selección óptima del número y localización de los pluviómetros que maximicen la precisión de las estimaciones al menor costo posible. Redes pluviométricas con altas densidades espaciales pueden tener errores significativos en las estimaciones efectuadas si no se instalan con una adecuada distribución espacial.

Diversos estudios se han desarrollado para validar estas técnicas y estimadores desarrollados. El error teórico en la varianza de estos estimadores puede ser calculado bajo métodos analíticos y estadísticos. En el caso de los estimadores lineales, por ejemplo, pueden ser computados bajo la presunción que las observaciones son realizadas a partir de un campo aleatorio con un modelo de covarianza dado. Sin embargo, una dificultad mayor radica en validar la varianza teórica calculada con datos experimentales [Cheng y col., 2012]. Para ello, numerosos estudios empíricos se han realizado utilizando densas redes pluviométricas. En particular, Lebel y col., 1987 mostraron que en el caso de una cuenca de 600 Km^2 con una densidad de aproximadamente un pluviómetro cada 20 a 25 Km^2 , la varianza de la precipitación media areal a escala horaria fue del orden del 10 al 15%, sin embargo, al utilizar solo los pluviómetros telemétricos la densidad se redujo a un pluviómetro por cada 60 Km^2 y la varianza aumentó al 30 o 40% Fattorelli y col., 1999.

Actualmente, el problema de la optimización de las redes pluviométricas para la estimación areal de la precipitación parece no ser tan importante en función de que radares meteorológicos y satélites proveen una estimación de tasas de lluvia con una excelente resolución espacial y temporal. Sin embargo, el ajuste de estos instrumentos suele realizarse típicamente contrastando sus mediciones con datos de superficie (ver sección 3.3.4.1), por lo que sigue siendo de relevancia contar con redes pluviométricas optimizadas tanto en el número de instrumentos como en su distribución espacial.

3.2 Disdrómetros y la Distribución del Tamaño de Gotas

Numerosos procesos involucrados en aplicaciones de hidrología y meteorología dependen de la microestructura de la lluvia como, por ejemplo, la erosión del suelo, dispersión de material en función

de salpicaduras de gotas, interacciones entre gotas de lluvia (coalescencia y ruptura de colisión), interacciones entre la lluvia y otros componentes atmosféricos e interacciones entre lluvia y ondas electromagnéticas [Mallet y Barthes, 2009].

La microestructura de las lluvias es frecuentemente representada por la DSD, que se define como el número esperado de gotas por cada intervalo de diámetro y unidad de volumen, y ha sido modelizada matemáticamente por distintas ecuaciones. Esta es, además, factible de ser medida mediante distintos instrumentos como es caso de los disdrómetros y espectrómetros ópticos.

3.2.1 Disdrómetros

Los disdrómetros son instrumentos diseñados específicamente para medir la DSD de las lluvias. Algunos, adicionalmente, permiten medir la forma y velocidad de caída terminal de las partículas. Existen varios tipos en función de los sensores y el mecanismo utilizado para llevar a cabo las mediciones. Estas últimas son realizadas utilizando intervalos de tiempo que aseguren un buen muestreo estadístico y clasificadas por tamaño, forma y/o velocidad de caída.

Disdrómetros de Impacto Un disdrómetro de impacto mide el momento producido por la caída de las gotas de lluvia al golpear el sensor. El momento mecánico se transforma en un pulso eléctrico, donde la amplitud es proporcional al impulso de la gota. La fuerza de impacto de una gota está relacionado con su masa y velocidad de caída, que a su vez son funciones de su Diámetro Esférico Equivalente (ESD, por sus siglas en Inglés "Equivalent Spherical Diameter"). El ESD es el diámetro que tendría la gota si su volumen estuviera contenido en una esfera [Rauber y Stephen W. Nesbitt, 2018].

El dispositivo de este tipo más comúnmente utilizado es el Disdrómetro Joss–Waldvogel (JWD, por sus siglas en Inglés "Joss–Waldvogel Disdrometer"). Este está compuesto por un sensor principal y un procesador de señales que permiten medir el tamaño de gotas de lluvia de 0,3 a 5,5 mm en diámetro con una precisión del 65 % si las gotas son distribuidas uniformemente. La salida estándar incluye una clasificación en 20 canales no uniformes, donde el ancho del canal varía de 0,1 a 0,5 mm, con una frecuencia temporal de 1 minuto [Tokay y col., 2013].

Video Disdrómetros El diseño de los disdrómetros de video dependen considerablemente de la arquitectura elegida por el fabricante. El disdrómetro más conocido de este tipo es el Video Disdrómetro de 2 Dimensiones (2DVD, por sus siglas en Inglés "Two-Dimensional Video Disdrometer"). El principio de funcionamiento de este instrumento es simple, una fuente de luz genera una fina película horizontal que es proyectada sobre una cámara de escaneo lineal. Luego, cuando la región de observación es atravesada por gotas de lluvia, la luz láser crea patrones de difracción. Las cámaras de escaneo lineal están compuestas por una sola línea de fotodetectores con excelentes características ópticas. El 2DVD usa dos láseres ortogonales sincronizados cuyas proyecciones proveen información de la forma de las gotas en 3 dimensiones [Anton Kruger y Witold F Krajewski, 2002].

Los productos estándares de salida incluyen la marca de tiempo, el diámetro equivalente, la velocidad de caída, la oblatenidad, la altura, el ancho y posición del hidrometeoro en cada plano. La sección transversal de detección es de aproximadamente 100 cm^2 y la resolución de la cuadrícula de imágenes para las gotas de lluvia tiene menos de 0,2 mm de diámetro en dirección horizontal y vertical. La alineación óptica y el ajuste del instrumento son críticos para la precisión de las mediciones. Este instrumento es típicamente calibrado mediante esferas conocidas que van desde 0,5 a 10 mm de diámetro.

Disdrómetros Ópticos Estos dispositivos están típicamente conformados por sensores láser y fotodiodos receptores. La implementación comercial de este tipo más comúnmente utilizado es,

probablemente, el Disdrómetro Óptico OTT *Parsivel*² (OTT). Este instrumento genera una luz láser horizontal plana de 650 nm en una superficie de 27 x 180 mm y una altura de 1 mm. Luego, un fotodiodo convierte la luz recibida en voltaje eléctrico que posteriormente es digitalizado. La señal cambia cuando un hidrometeoro u otro objeto suficientemente grande intercepta el haz. El grado de atenuación se relaciona con el tamaño del hidrometeoro, por lo que se asume que es proporcional a la sombra de la partícula. La velocidad de caída se calcula a partir del tamaño de las partículas (asumiendo una relación fija entre las dimensiones horizontal y vertical) y el período de tiempo durante el cual la luz es afectada por la partícula.

El disdrómetro puede medir tamaños de hasta aproximadamente 25 mm y clasifica las gotas en 32 clases de tamaños diferentes, repartidas en el rango de 0 a 26 mm. Las dos clases de tamaño más bajas no se utilizan debido a su baja relación señal-ruido, siendo el primer diámetro medible de 0,25 mm. Las partículas se miden utilizando el diámetro esférico equivalente. Las velocidades de caída detectables más lentas y más rápidas son aproximadamente 0,2 y 20 ms^{-1} , respectivamente. Las velocidades son clasificadas en 32 clases no simétricas, desde 0 a 22,4 ms^{-1} . Por lo tanto, los datos de salida típicos están ordenados en matrices de 32 x 32 con una resolución temporal de 1 minuto [Battaglia y col., 2010].

La Figura 3.4 muestra un disdrómetro OTT instalado en el techo de la Facultad de Matemática Astronomía y Física (FAMAF) junto a un disdrómetro comercial de video 2DVD.



Figura 3.4: (Izq.) Disdrómetro OTT instalado en el techo de la FAMAF de la UNC. (Der.) Disdrómetro 2DVD comercial.

3.2.1.1 Errores de Medición

La medición exacta del número y tamaño de gotas de lluvia en una tormenta es una situación ideal considerando las limitaciones técnicas de los disdrómetros. De hecho, el diseño y desarrollo de estos instrumentos se realizan bajo determinados requerimientos que determinan las capacidades de los mismos. El disdrómetro JWD, por ejemplo, fue desarrollado para estimar reflectividad de radar y, por lo tanto, la precisión de las mediciones de gotas con diámetros medios (1-3 mm de diámetro) y grandes (más de 3 mm de diámetro) es relativamente mejor que la medición de las gotas pequeñas (menos de 1 mm de diámetro).

Los errores de medición de los disdrómetros, además de estar afectados por la tecnología utilizada, dependen del método de derivación (ej.: ajustes de mínimos cuadrados lineal y no lineal) y de las

técnicas de procesamiento implementadas (ej.: tiempo vs media en función de la tasa de precipitación). Es por ello que, tanto las limitaciones tecnológicas de los instrumentos como la naturaleza altamente variable de la DSD afectan las mediciones de los disdrómetros. Si bien el promediado temporal puede reducir los errores de muestreo, este puede enmascarar la variabilidad intrínseca de la DSD.

Diversos autores han realizado pruebas experimentales para intentar determinar los errores sistemáticos y aleatorios de los disdrómetros. Thurai y col., 2011 analizaron varias tormentas utilizando 2 disdrómetros 2DVD y dos OTT. Los autores encontraron una buena concordancia en los parámetros derivados de la DSD y de tasa de precipitación entre disdrómetros del mismo tipo. Sin embargo, encontraron que las mediciones de los disdrómetros OTT registraron un diámetro medio y una tasa de lluvia significativamente más grandes que el 2DVD, particularmente en lluvias con tasas de precipitación superiores a 30 mm h^{-1} .

Tokay y col., 2013 realizaron un estudio similar donde se compara un disdrómetro de impacto JWD, 2 disdrómetros de video 2DVD, y un disdrómetro OTT durante un período de 6 meses en Alabama, EE.UU. Las comparaciones arrojaron resultados concordantes en la lluvia acumulada para los 3 tipos de disdrómetros. Las comparaciones por hora revelaron que el JWD fue más sensitivo a gotas pequeñas (1 mm), mientras que el OTT subestimó las gotas con diámetros menores a 0,76 mm. El JWD y los 2DVD midieron comparablemente la concentración de partículas medias (1-3 mm de diámetro), mientras que el OTT tuvo una tendencia a medir concentraciones de gotas más grandes en tamaños superiores a 2,44 mm. Esta disparidad se acentúa en la medición de tasas de precipitación superiores a $2,5 \text{ mm h}^{-1}$.

3.2.2 Distribución del Tamaño de Gotas (DSD)

La distribución del tamaño de gotas ha sido medida para muchos tipos de tormentas en distintas regiones del mundo. En todas estas mediciones se observa siempre la misma estructura: un pico de concentración en el rango de diámetros más pequeño, un rápido descenso en la concentración de partículas a medida que aumenta el tamaño de las mismas, una pequeña reducción en la concentración de las partículas más pequeñas respecto al pico de concentración al comenzar la curva, y un corte abrupto de la curva en los diámetros superiores, luego del cual no se observan mediciones. La concentración total, forma de la distribución, y diámetro en el cual se produce el pico de concentración varían considerablemente entre tormentas, pero las características generales descriptas siempre se conservan.

La DSD es caracterizada por la función de distribución de tamaños $N(D)$ y típicamente es expresada en $m^{-3}mm^{-1}$ cuando el volumen de aire conteniendo las gotas es medido en metros y el tamaño de las mismas es expresado en milímetros. La cantidad $N(D)\Delta D$ representa el número de gotas en un intervalo de diámetros ΔD . Si se suma el número de gotas en cada intervalo de diámetros,

$$N = \sum_j N(D)\Delta D_j \quad (3.2)$$

se obtiene la concentración total, N . Esta representa la concentración total de gotas en un volumen, y tiene unidades de m^{-3} [Raubert y Stephen W. Nesbitt, 2018].

3.2.2.1 Modelos Matemáticos para Representar la DSD

Distintas expresiones matemáticas han sido desarrolladas para poder representar analíticamente la distribución del tamaño de gotas observadas mediante disdrómetros y espectrómetros ópticos.

Modelo Exponencial El modelo exponencial representa la DSD mediante 2 parámetros y fue introducido originalmente por Marshall y Palmer en 1948 [Marshall y Palmer, 1948].

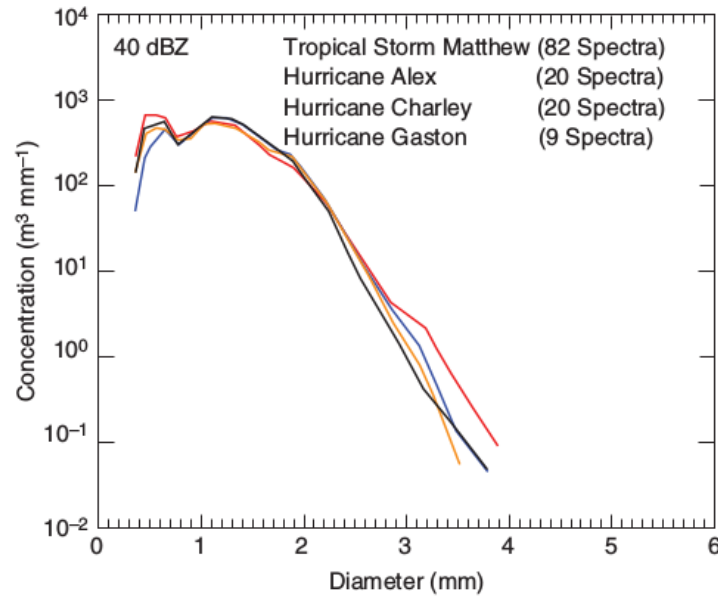


Figura 3.5: Estructura típica de distribución del tamaño de gotas en una tormenta. Los espectros compuestos de gotas de lluvia mostrados corresponden a los huracanes Alex, Charley, Gaston y Tropical Storm Matthew ocurridos en 2004. Todos los espectros corresponden a un factor de reflectividad de radar de 40 dBZ. Gráfica extraída de Rauber y Stephen W. Nesbitt, 2018.

La ecuación del modelo es la siguiente:

$$N(D) = N_0 \exp(-\Delta D) \quad (3.3)$$

donde los parámetros Δ y N_0 representan la pendiente y concentración respectivamente [G. Zhang, Jothiram Vivekanandan y E. Brandes, 2001].

Uno de los principales defectos de la parametrización exponencial es su incapacidad para representar las concentraciones de las gotas más pequeñas. Esto es, las curvas exponenciales no pueden representar la primera parte de la estructura natural de la DSD, donde las concentraciones de las partículas más pequeñas crecen levemente hasta alcanzar el pico de concentración.

Modelo Gamma La distribución gamma es un modelo de 3 parámetros introducida por Ulbrich, 1983. Estos resolvieron las limitaciones del modelo exponencial en la representación de las gotas más pequeñas. En efecto, el modelo exponencial es un caso especial de la distribución gamma. Actualmente es el modelo más ampliamente utilizado por su precisión para representar la variabilidad natural de la DSD.

La distribución puede escribirse como:

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Delta D) \quad (3.4)$$

donde N_0 , μ , y Δ representan los parámetros de ajuste de la distribución. La combinación de estos tres parámetros posibilitan que puedan ser representadas un amplio rango de tormentas [Mallet y Barthes, 2009].

Si bien la función gamma posibilita describir la DSD de un amplio rango de tormentas, su utilidad está restringida debido a que la dimensión de N_0 está condicionada $m^{-4-\mu}$. Diversos autores han determinado que los parámetros de gamma no son mutuamente independientes, por lo que suelen representar la DSD con una expresión más compleja denominada gamma normalizada.

3.2.2.2 Estimación de Variables con DSD

A partir de la medición de la DSD es factible estimar ciertas variables, en particular, para la estimación cuantitativa de precipitación, es útil conocer la tasa de lluvia de la tormenta. Esta última se puede definir como “el flujo de agua volumétrico por unidad de área” y se puede representar mediante la siguiente ecuación:

$$R = 0,6\pi \cdot 10^{-3} \int_0^{\infty} v(D) D^3 N(D) dD; [mmh^{-1}] \quad (3.5)$$

donde $v(D)$ es la velocidad de caída terminal de las gotas, la cual depende de parámetros como la densidad del aire, tamaño y forma de las gotas. $N(D) dD$ es el número de gotas por m^3 en el intervalo D a $D+dD$.

Para propósitos algorítmicos la velocidad de caída terminal puede ser aproximada a través de una ley de potencia con la siguiente forma:

$$v(D) = \alpha D^{\beta} [ms^{-1}] \quad (3.6)$$

donde D se expresa en mm y los valores típicos de α usados en la literatura varían desde 3,6 a 4,2, y β desde 0,6 a 0,67 para lluvia. Los valores a nivel del mar más comunes para α y β son 3,78 y 0,67 respectivamente, para estimación de tasa de precipitación [V. Bringi y Chandrasekar, 2001]. El factor de altitud para ajustar la velocidad de caída desde el nivel del mar depende de la densidad del aire y del diámetro de la gota. Luego, la ecuación de la tasa de precipitación se puede representar como:

$$R = 0,6\pi \cdot 10^{-3} \int_0^{\infty} \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{m(D)} v(D) D^3 N(D) dD \quad (3.7)$$

donde $m(D) = 0,375 + 0,025D$ con D en mm, ρ_0 es la densidad del aire al nivel del mar y ρ es el valor de la densidad del aire a la altura especificada [V. Bringi y Chandrasekar, 2001].

3.2.3 Recuperación de la DSD con Datos de Radar

La recuperación de la DSD utilizando mediciones de radar se basa en la aplicación de los distintos modelos presentados.

Estos modelos, como se ha visto, tienen sus ventajas y limitaciones, aunque la distribución gamma tiene generalmente el mejor rendimiento en el modelado de diversas DSD observadas. Sin embargo, cuando se utiliza el modelo gamma se presenta un problema adicional en la recuperación de los tres parámetros representativos del modelo. La Factor de Reflectividad Equivalente (Z) y Z_{dr} se miden directamente en cada celda, mientras que K_{dp} es derivado en rango a partir de ϕ_{dp} , la fase diferencial. Por lo tanto, las mediciones celda a celda de Z_h y Z_{dr} no se pueden combinar con K_{dp} , y se utilizan solo Z_h y Z_{dr} para la recuperación de los parámetros de la DSD. Esto implica que, al usar la distribución gamma, se necesite una relación adicional para recuperar los tres parámetros que la caracterizan. Esta relación extra se suele obtener de relaciones entre las propias variables de la función gamma teniendo en cuenta, como fue mencionado, que dichos parámetros no son estadísticamente independientes [G. Zhang, Jothiram Vivekanandan y E. Brandes, 2001].

Otros autores prefieren utilizar directamente relaciones más simples como la exponencial, que al estar compuesta únicamente por dos parámetros simplifica el problema de la recuperación de la DSD.

3.3 Radares Meteorológicos

El principal atractivo del uso de radares meteorológicos en la estimación del campo de precipitación se debe, principalmente, a alta resolución temporal y espacial que proveen dichos instrumentos.

Un solo radar puede llegar a realizar estimaciones de precipitación con relativa precisión sobre una superficie de 8000 a 15000 km^2 dependiendo de las características del radar, tipo de tormenta y región de cobertura; mientras que si se quisiera instalar una red pluviométrica que muestree la misma superficie se necesitarían cientos de miles de estaciones meteorológicas. Por ejemplo, si el radar fuese configurado con un ancho de celda de 100 m, se tomase una sola muestra en el centro de cada celda, y se operase hasta una distancia máxima de 100 km en rango, se necesitarían ¡360.000 estaciones meteorológicas!, las cuales deberían estar conectadas a través de una importante red de comunicaciones.

Sin embargo, la Estimación Cuantitativa de Precipitación (QPE, por sus siglas en Inglés "Quantitative Precipitation Estimation") utilizando datos de radares meteorológicos es una tarea de relativa complejidad que tiene asociada un número significativo de incertezas. La revisión bibliográfica sugiere que la obtención de resultados determinísticos de los campos de tasa de precipitación y lluvia acumulada con una precisión aceptable requiere necesariamente la aplicación de una serie de filtros, correctores, control de calidad y ajustes sobre los datos de radar. La presente sección hace una descripción detallada de cada uno de estos.

En primer lugar, antes de cualquier registro o procesamiento de datos, deben realizarse ajustes y configuraciones sobre el instrumento de medición. Esto es, deben diseñarse y configurarse las estrategias de operación y realizarse los ajustes de calibración correspondientes. Este último es uno de los factores más influyentes en la precisión de la estimación cuantitativa de precipitación. Una descalibración de 1 dB, por ejemplo, podría arrojar un sesgo en la tasa de precipitación del 15 %. En la sección 3.3.1.1 se revisan los métodos más frecuentes de calibración absoluta, relativa y polarimétrica.

Una vez concluida la etapa anterior debe realizarse un preprocesamiento sobre los datos con objeto de prepararlos para la estimación de los campos de precipitación. El primer paso de esta etapa es el control de calidad de los datos. En este se filtra, suaviza o elimina el efecto del ruido proveniente de distintas fuentes como ecos de terreno, interferencias u otros factores que degraden la calidad de la información. El resultado de este proceso afecta considerablemente todo procesamiento a posteriori que se realice con los datos, cualquier algoritmo que utilice datos de baja calidad arrojará indefectiblemente resultados de baja confiabilidad. Posteriormente se deben mitigar o eliminar las diversas fuentes de error sistemáticos y aleatorios a la que inherentemente están asociadas las mediciones de radar. Es por ello que se realiza una descripción exhaustiva de las fuentes de error más significativas. El preprocesamiento se concluye con la generación de productos de Nivel 3 como barridos híbridos y campos de identificación de hidrometeoros necesarios para el procesamiento de QPE.

Finalmente se realiza la transformación de lo sensado remotamente a precipitación en superficie. Dicha transformación, la cual depende de la DSD de la tormenta bajo medición, es llevada a cabo mediante distintos estimadores simples, polarimétricos y sintéticos.

3.3.1 Ajustes y Configuraciones Previas

3.3.1.1 Calibración

3.3.1.1.1 Calibración Absoluta

En general, todos los subsistemas de los radares están afectados por fallas y pérdidas. Fallas en el transmisor/receptor, pérdidas de potencia en las guías de onda, juntas rotativas, duplexores, radomo, y lóbulos secundarios de la antena, entre otras, degradan las mediciones obtenidas. Es necesario, entonces, detectar y cuantificar dichas pérdidas a los fines de poder corregir los datos sensados, tarea que se conoce como calibración absoluta.

En el caso de los radares meteorológicos uno de sus objetivos es determinar el valor de Z con el menor grado de incerteza posible. Un error de 3 dB en esta variable, por ejemplo, podría causar una sobreestimación del 100 % en la precipitación estimada.

Diversos autores han propuesto métodos para la calibración absoluta de radares meteorológicos, a continuación se resumen alguno de ellos.

Blancos Reflectantes La calibración absoluta puede ser realizada utilizando blancos reflectantes estándares (ej.: esferas, esquinas reflectoras diédricas, etc.) cuyas superficies de RCS sean conocidas. En este procedimiento se comienza suspendiendo el blanco de calibración mediante algún medio de sustentación (ej: globos con hidrógeno/helio, drones, etc.), en una región libre de clutter y de obstrucciones naturales o antropogénicas. Posteriormente se configura una estrategia de operación adecuada para realizar múltiples mediciones del blanco de prueba con el radar. Finalmente, la constante de radar es calculada mediante la comparación de los resultados obtenidos en la medición y el valor de Z teórico calculado a partir de las propiedades físicas del blanco.

Este método ha sido utilizado por diversos autores [G. Scarchilli y col., 1995] [Duthoit y col., 2017]. También es la aproximación seguida por el autor de este trabajo en la calibración absoluta del RMA-1, lo cual fue llevado a cabo en el marco de la Especialidad en Sistemas de Radar e Instrumentación dependientes del Instituto Universitario Aeronáutico (IUA) de la Universidad de la Defensa Nacional (UNDEF) y de la FAMAF de la UNC. Para detalles adicionales sobre el método implementado consultar dicho trabajo. La Figura 3.6 es un registro fotográfico del experimento de calibración del RMA-1 realizado en febrero del año 2018 en la ciudad de Córdoba, Argentina.

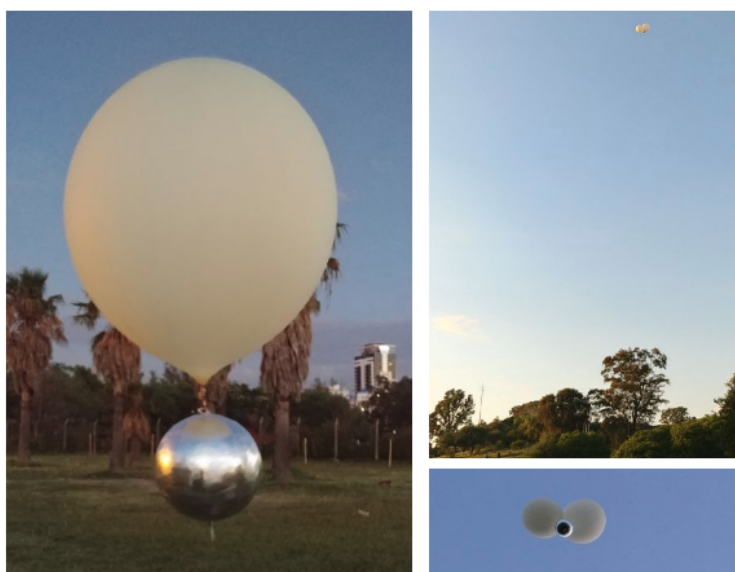


Figura 3.6: Registro fotográfico del experimento realizado para la calibración del RMA-1. El lugar de calibración se situó en el Parque Sarmiento de la Ciudad de Córdoba, sitio óptimo en relación al clutter de terreno registrado por el RMA1.

Inyección o Transmisión de Señales Este método de calibración se basa en la inyección de una señal conocida en la etapa de recepción del radar o mediante la medición de una señal transmitida desde una antena cercana.

En ambos casos la cadena de transmisión (transmisor, guías de onda, junta rotativa, magicT, antena, etc.) no es caracterizada en absoluto mientras que la cadena de recepción (antena, magicT, junta rotativa, guías de onda, muestreadores, digitalizadores, etc.) es caracterizada parcialmente en el primer caso. En cualquiera de ambas aproximaciones no se obtiene una calibración absoluta de todo el sistema radar.

Radiación Solar La técnica de calibración solar consiste en medir la radiación proveniente del sol, la cual es conocida para las distintas regiones de la Tierra, y ha sido utilizada con cierto éxito en radares meteorológicos. Si bien la radiación solar llena $0,53^\circ$ del haz del radar no se puede considerar que se está ante una situación de blanco distribuido ya que la mayoría de los radares son diseñados con resoluciones angulares superiores a $0,5^\circ$. Las fluctuaciones del flujo solar obligan a que los datos registrados por el radar sean comparados con mediciones de referencia correspondientes al día y región. Adicionalmente, esta técnica requiere contar con receptores de alta sensibilidad ya que las señales recibidas del flujo solar se encuentran en el orden de los -100 dBm [G. Scarchilli y col., 1995].

3.3.1.1.2 Calibración Relativa

Calibración Relativa entre Radares Este método compara mediciones efectuadas por distintos radares adyacentes en determinados puntos espaciales y temporales. Luego de examinar largos periodos de precipitación significativa, es posible calcular las diferencias relativas de calibración entre los radares comparados. Si la técnica es combinada con calibraciones absolutas de uno o más radares de la red podría utilizarse como un mecanismo rápido y barato de calibración de todos los radares que componen la red [J. Gourley, Kaney y R. Maddox, 2003].

Las redes de radares como SiNaRaMe, Red Operativa de Radares Meteorológicos de la Unión Europea (OPERA, por sus siglas en Inglés "Operational Programme for the Exchange of Weather Radar Information") o NEXRAD pueden presentar diferencias importantes en el Z medido por radares contiguos que comparten zonas de cobertura. J. Gourley, Kaney y R. Maddox, 2003, por ejemplo, indicaron que es muy común encontrar discrepancias en la medición de Z en radares contiguos de NEXRAD del orden de 2 a 3 dB.

La técnica tiene varios problemas asociados que deben resolverse como la discrepancia de alturas a las que se efectúan las mediciones de los respectivos radares, el ancho relativo de los haces y la corrección de la atenuación por precipitación en las redes de radares de banda C, entre otros.

Calibración Relativa con Satélites Este método ha sido utilizado por algunos autores para la calibración cruzada de redes de radares y satélites. La potencialidad del método radica en que la cobertura de satélites meteorológicos pueden abarcar gran parte o la totalidad de una red de radares. Las mediciones tomadas por los satélites son estables y por lo tanto una sola referencia es comparada con todos los radares. Sin embargo, la comparación cuantitativa de reflectividades de dos plataformas distintas que tienen ángulos de visión, ancho de haz y frecuencias de operación muy diferentes es una tarea de elevada complejidad.

Bolen y Chandrasekar, 2000, por ejemplo, compararon datos del radar de precipitación del satélite TRMM con datos de la red de radares NEXRAD y lograron cuantificar los efectos de la atenuación en las mediciones satelitales. La Figura 3.7 ilustra los instrumentos comparados en dicho estudio y la complejidad que introducen las geometrías dispares de los distintos sensores.

Calibración Relativa con Disdrómetros Los disdrómetros, como se ha visto, tienen la capacidad de medir la distribución del tamaño de gotas de las tormentas y las respectivas velocidades de caída terminal. Utilizando esta información es posible calcular analíticamente el valor teórico de Z que debería medirse en superficie con un radar. Por lo tanto, pueden compararse los valores obtenidos por el disdrómetro con los efectivamente medidos por el radar para detectar errores de calibración.

Esta técnica tiene una serie de problemas. En primer lugar la superficie sensada por un radar (ej.: 1km^2) es varios órdenes de magnitud superior al área de cobertura de un disdrómetro (50cm^2). Sumado a esto, las mediciones de radar se realizan a cierta altura respecto a la superficie, la que depende del ángulo de elevación de la antena, refracción del haz en la atmósfera y distancia relativa del radar al disdrómetro. Las mediciones en altura pueden ser significativamente diferentes a lo medido

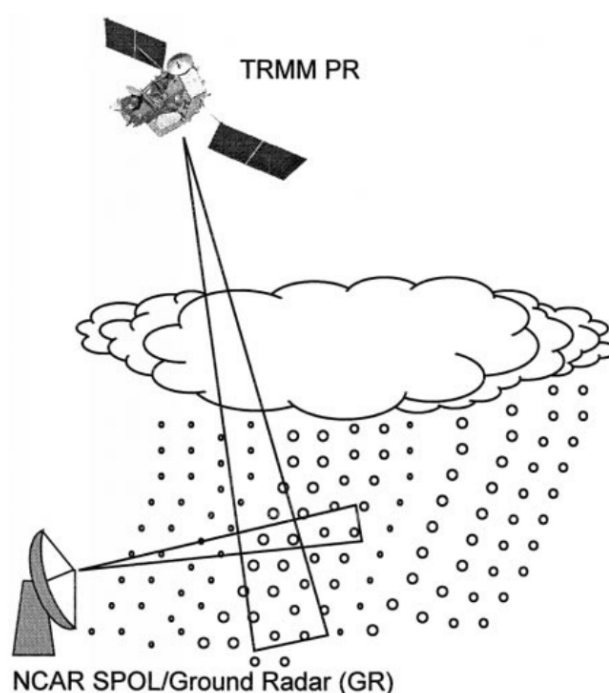


Figura 3.7: Ilustración de la comparación entre satélites y radares. Se visualiza la complejidad que introducen las geometrías dispares de los distintos sensores. Gráfica extraída de Bolen y Chandrasekar, 2000.

en superficie debido a distintos fenómenos como corrientes ascendentes y horizontales de viento, cortantes de vientos, evaporación, etc.

Un ejemplo de aplicación de esta técnica fue realizada por Jonathan J Gourley, Jorgensen y col., 2009. Un disdrómetro fue localizado a 11,5 km del radar. La escasa distancia entre ambos instrumentos hacen que los posibles errores productos de advección horizontal o cambios en la microfísica de los hidrometeoros por debajo de la altura de muestreo del radar sea despreciable. Se utilizó un período de 5 minutos para el promediado de los datos del disdrómetro y luego se compararon con los datos de radar cada 5 minutos. El error de calibración medio obtenido fue de aproximadamente 7,0 dB con una desviación estándar de 1,3 dB. La Figura 3.8 muestra los resultados de dicho experimento.

3.3.1.1.3 Calibración Polarimétrica

La estimación cuantitativa de precipitación utilizando radares polarimétricos ha sido ampliamente analizada en las últimas décadas y, tal como se verá en la sección 3.3.3.1.2, se obtienen resultados más precisos que utilizando únicamente Z_h .

Sin embargo, los estimadores polarimétricos de QPE son más sensitivos a los errores de calibración del radar, lo que implica necesariamente realizar calibraciones relativas precisas de ambos canales. A. V. Ryzhkov, S. E. Giangrande, Melnikov y col., 2005 demostraron que es posible realizar calibraciones del orden de 0,1 dB en Z_{dr} y que sesgos de 0,2 dB en Z_{dr} pueden ocasionar desviaciones en la estimación de precipitación de hasta 18 %.

Apuntamiento Vertical Este método de calibración fue propuesto originalmente por Eugenio Gorgucci, Gianfranco Scarchilli y Chandrasekar, 1999 y V. Bringi y Chandrasekar, 2001. El mismo propone la utilización de blancos naturales con Z_{dr} intrínsecos conocidos.

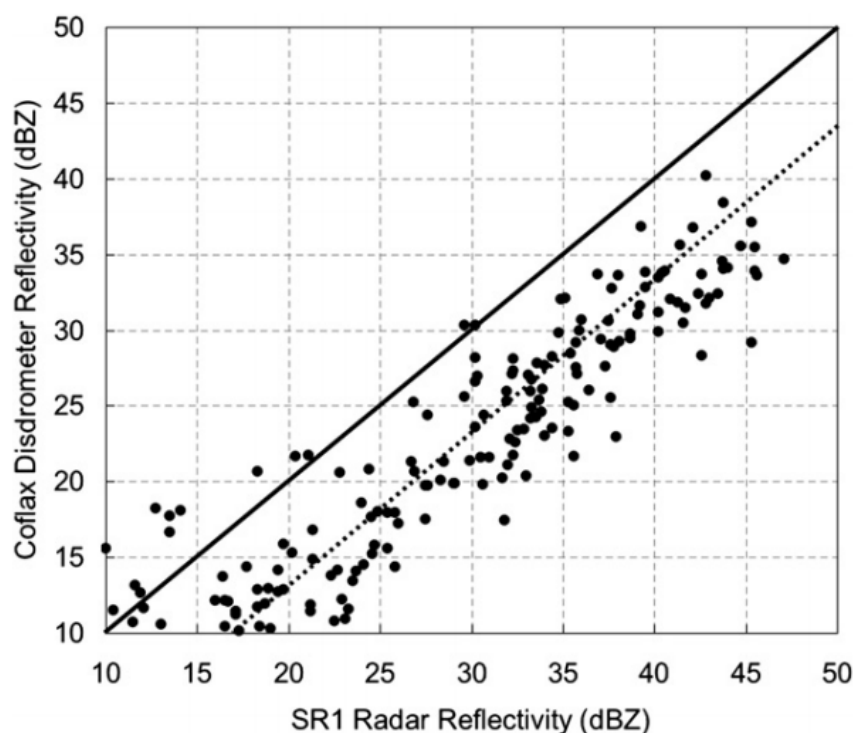


Figura 3.8: Z medido por radar comparado con Z calculado a partir de datos de disdrómetro. El sesgo medio obtenido fue de 7,0 dB. La línea punteada representa la curva de ajuste de los datos registrados. Gráfica extraída de Jonathan J Gourley, Jorgensen y col., 2009.

La forma de las gotas de lluvia es determinada por las fuerza de tensión superficial y las presiones hidrostáticas y aerodinámicas debido al flujo de aire. Las gotas cuyos diámetros superan los 2 mm suelen tener una forma obloide mientras que aquellas con diámetros inferiores a 1 mm son esféricas a los fines de las mediciones de radar.

Las tormentas que originan precipitaciones de baja intensidad suelen estar compuestas mayoritariamente por gotas pequeñas, con diámetros menores a 1 mm. Si en este tipo de tormentas el radar es apuntado verticalmente el Z observado en ambos canales debería ser el mismo, una vez transcurrido un giro completo de 360° de la antena. El valor de la variable Z_{dr} en esta situación debería ser de 0 dB y, por lo tanto, es fácilmente identificable el sesgo existente entre ambos canales. Este método tiene la particularidad que puede ser aplicado de forma directa cada vez que el sitio del radar se encuentra bajo lluvia de baja intensidad.

Inyección de Señales Este método consiste en la inyección de señales conocidas en las cadenas de recepción de ambos canales polarimétricos, lográndose alcanzar una calibración relativa muy precisa entre los mismos. Este método deber ser complementado con una calibración absoluta precisa de alguno de los canales y ciertos autores como A. V. Ryzhkov, S. E. Giangrande, Melnikov y col., 2005 recomiendan que además sean complementadas con calibraciones que utilicen blancos naturales (ej. apuntamiento vertical).

Radiación Solar La calibración polarimétrica es factible de ser realizada mediante mediciones de la radiación solar [Hubbert, V. Bringi y Brunkow, 2003], de forma similar a lo descrito en la sección 3.3.1.1.1. La medición de la radiación solar utilizando ambas polarizaciones debería arrojar un valor de Z_{dr} de 0 dB. D. S. Zrníc, Melnikov y Carter, 2006 propusieron un método híbrido

de calibración para ser aplicado en NEXRAD que combina mediciones directas de hardware con mediciones solares.

Auto Consistencia Varios autores [Eugenio Gorgucci, Gianfranco Scarchilli y Chandrasekar, 1992] [Eugenio Gorgucci, Gianfranco Scarchilli y Chandrasekar, 1999] [Gianfranco Scarchilli y col., 1996] expresaron la idea de que Z , Z_{dr} y K_{dp} no son independientes en la medición de precipitación. Por consiguiente Z puede ser estimada a partir de Z_{dr} y K_{dp} . La diferencia entre el Z medido y el estimado es considerado el sesgo de Z .

La autoconsistencia se basa en la comparación de las variables polarimétricas entre sí para evaluar la calibración del radar. Esta técnica tiene muchas limitaciones en relación a las técnicas mencionadas previamente, aunque es de rápida aplicación y puede ser muy útil para detectar errores de calibración en el radar. Estudios más recientes [Anthony J Illingworth y Blackman, 2002] [Jothiram Vivekanandan y col., 2003] afirman que la precisión de la calibración de Z basada en esta técnica puede ser tan buena como 0,5 a 1 dB en radares de banda S.

A. V. Ryzhkov, S. E. Giangrande, Melnikov y col., 2005 proponen utilizar la siguiente relación para aproximar Z en función de Z_{dr} y K_{dp} :

$$Z_h = a + b \log(K_{dp}) + c Z_{dr} \quad (3.8)$$

donde los coeficientes a , b y c dependen de la longitud de onda del radar y la forma de las gotas de lluvia que prevalecen. Adicionalmente K_{dp} puede ser estimada en función de Z y Z_{dr} .

Vale aclarar que todos los estudios previamente mencionados fueron realizados en radares de banda S, queda por lo tanto investigar acerca del traslado de estas técnicas a radares de banda C, instrumentos expuestos a atenuaciones importantes de señal cuando se miden precipitaciones de mediana o alta intensidad.

3.3.1.2 Patrones de Cobertura Volumétrica

Para muestrear adecuadamente la atmósfera los radares pueden emplear varios Patrón de Cobertura Volumétrico (VCP, por sus siglas en Inglés "Volume Coverage Pattern"). Un VCP está constituido por una serie de barridos, a elevaciones seleccionadas y completadas en un período de tiempo determinado. Este conjunto de instrucciones controlan varios aspectos del funcionamiento del radar, incluyendo las etapas de transmisión, recepción, rotación de la antena, PRF y PW, entre otros.

El diseño de los VCPs se realiza específicamente para analizar, visualizar o detectar ciertas firmas representativas de los distintos tipos de eventos atmosféricos recurrentes en la región de cobertura del radar, ya sea de forma manual por operadores entrenados o automáticamente a través de algoritmos computacionales. Las redes operativas como OPERA, SiNaRaMe o NEXRAD típicamente cuentan con un conjunto de VCPs predeterminados que dependen de las regiones de cobertura y tipo de eventos atmosféricos de interés, y van evolucionando en el tiempo en función de las necesidades y avances en los distintos campos de investigación.

NEXRAD, por ejemplo, comenzó a operar inicialmente con 4 VCPs, 2 dedicados a la observación en aire claro (modo aire claro) diseñados para maximizar la sensibilidad del radar a grandes distancias e implican largos períodos de refresco; y dos VCPs para detectar, seguir y analizar precipitación y distintos eventos severos (modo precipitación) diseñados en general con tasas de refresco volumétrico más rápidas [NOAA, 2015]. Desde entonces, fueron incorporados progresivamente nuevos VCPs en función de las necesidades operativas, contando actualmente con 3 VCPs para modo aire claro y 8 para modo precipitación [ERAU, 2019b] [NOAA, 2019]. La evolución del VCP11 (estrategia de escaneo inicial de modo precipitación) al VCP12 (estrategia de modo precipitación ampliamente utilizada en la actualidad), por ejemplo, fue motivado por la necesidad de los pronosticadores de

EE.UU. de contar con una cobertura de mayor precisión sobre eventos de rápida evolución cerca de la superficie como tormentas convectivas y tornados.

El VCP12 fue diseñado con una tasa de refresco más rápida (realiza 17 barridos en 4 minutos y 6 segundos, utilizando 14 elevaciones diferentes) y un muestreo vertical más denso cerca de la superficie que su predecesor. Mientras el VCP11 utilizaba incrementos de 1 grado en la elevación, el VCP12 implementó incrementos menores en las elevaciones más bajas, generando una superposición en la cobertura de los haces de radar en dicha zona. Este sobremuestreo de la zona baja de la tormenta permite reconstruir su perfil vertical con mejor definición, implicando un mejoramiento en la estimación de la tasa de lluvia, nieve y granizo; y mejorando la detección automática de eventos severos [R. A. Brown y col., 2005]. Las últimas modificaciones sobre este VCP, incluyen nuevos modos de procesamientos de los datos y la incorporación de más barridos a $0,5^\circ$. Estos nuevos barridos son intercalados con los barridos preexistentes de modo tal de contar con una tasa de refresco óptima (menor a 100s) en la elevación más baja, permitiendo mejorar significativamente los algoritmos de estimación de precipitación. La Figura 3.9 ilustra la cobertura volumétrica seguida en VCP12.

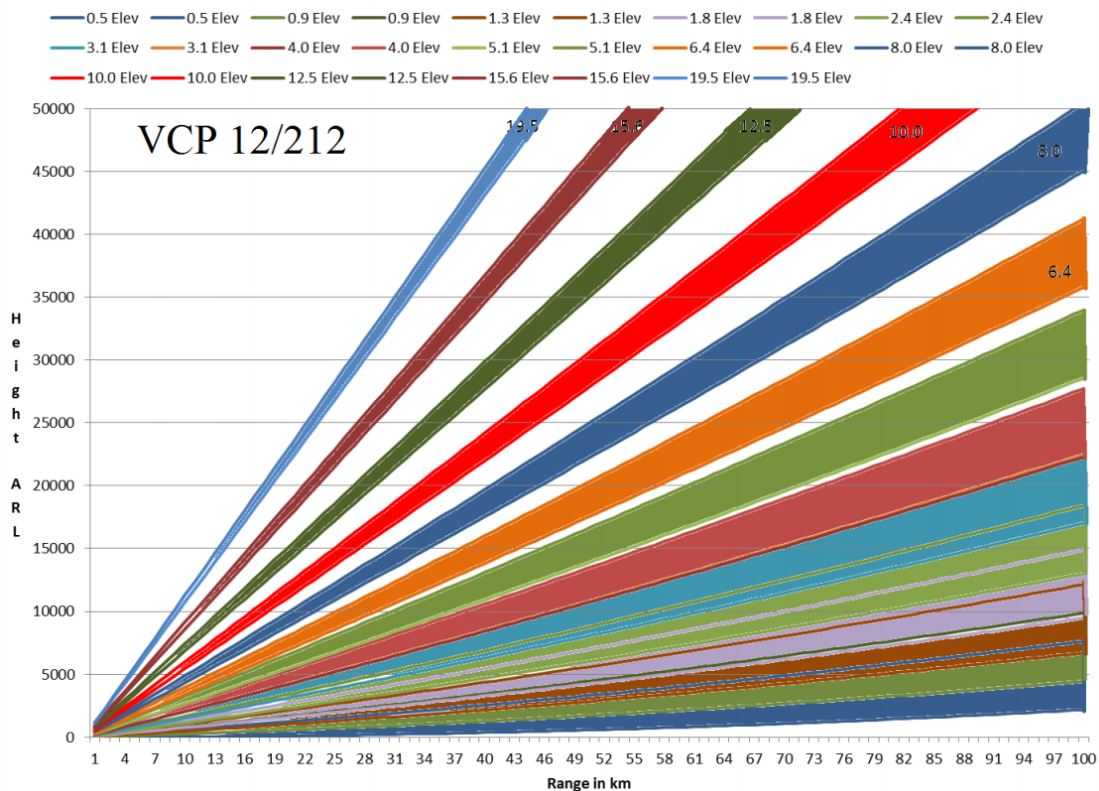


Figura 3.9: Patrón de cobertura volumétrica definido en el VCP12 de NEXRAD. Gráfica extraída de NOAA, 2015.

3.3.1.2.1 Consideraciones de diseño de VCP para QPE

Tasa de Refresco: la estimación de precipitación se realiza típicamente utilizando la información provista por la elevación más baja o una combinación de las elevaciones inferiores (ver sección 3.3.2.4), por lo que es necesario contar con una actualización periódica alta de dichas elevaciones. Por otro lado, las rápidas fluctuaciones que caracterizan los eventos convectivos exigen que el tiempo total de la estrategia de escaneo se mantenga por debajo de los 5 minutos, y finalmente la mitigación de ciertos errores de medición inherentes al radar (ver sección 3.3.2.2) requiere que de cada escaneo volumétrico se pueda reconstruir el perfil vertical de Z con la mejor definición posible.

Lamentablemente, no es posible satisfacer estos tres puntos simultáneamente y, por lo tanto, los parámetros deben ser negociados al momento de la construcción del VCP. Por ejemplo, mientras más cantidad de elevaciones se agregan para aumentar la definición del perfil vertical de reflectividad se pierde resolución temporal. Esquemas de intercalado de elevaciones bajas en la estrategia de escaneo volumétrico como el implementado en VCP12 parecen una excelente solución de compromiso a ser tenida en cuenta.

Resolución en Rango: la variación del ancho del pulso de radar implica una negociación entre la sensibilidad del instrumento y la resolución espacial factible de alcanzar. Teniendo en cuenta que el radio de cobertura óptimo de los radares meteorológicos para la estimación de precipitación es típicamente menor a 120 km (ver sección 3.3.2.2.6) es preferible utilizar pulsos cortos que brindan mayor resolución espacial frente a pulsos largos que proveen mayor sensibilidad pero menor resolución espacial.

Número de Muestras: el error de estimación de la potencia recibida, la cual es utilizada en el cálculo de Z , depende principalmente del número de haces y PRF utilizado por el radar. La necesidad de cubrir un área relativamente grande en un corto período de tiempo y con el menor error de estimación posible, impone un límite práctico de 30 a 40 muestras independientes para cada celda de radar. Con este número de muestras, los valores medidos de \bar{P}_r están dentro de 1 dB de la media real de la intensidad de la señal la mayoría de las veces. Así, la constante del radar puede ser calibrada con una precisión cercana a 1 dB [Austin, 1987]. El tiempo requerido para emitir un determinado número de pulsos puede reducirse incrementando la PRF, aunque esto está limitado generalmente por el rendimiento máximo permitido por el transmisor (o “duty cycle”, por su terminología en inglés) y por el tiempo mínimo requerido para evitar ambigüedades en rango.

Precisión Acimutal: el ancho del lóbulo principal de la antena de un radar meteorológico típico es de aproximadamente 1 grado (@-3 dB). Típicamente los radares convencionales emiten los pulsos de muestreo de forma continua mientras la antena se desplaza a velocidad constante a lo largo de un grado acimutal hasta completar los 360° del barrido. Este modo de funcionamiento produce que en un grado acimutal de desplazamiento de la antena la región efectivamente cubierta por el lóbulo principal sea de 2 grados. La precisión acimutal, entonces, puede ser mejorada si se limita la región en la cual se emiten los pulsos de muestreo, aunque, esto inherentemente implica velocidades de rotación menores de la antena y consecuentemente mayores tiempos totales de duración del VCP. La negociación aquí se presenta entre el tiempo total del VCP y la precisión acimutal. Una mejor resolución acimutal ayudaría a mitigar errores como el llenado parcial del haz (ver sección 3.3.2.2). La utilización de barridos alternados con distinta precisión dentro de un VCP podría ayudar a aumentar la resolución acimutal conservando la duración en un valor adecuado.

3.3.2 Preprocesamiento

3.3.2.1 Calidad de Datos

Ruido y SNR

El ruido en sistemas de radar proviene de fuentes internas y externas al sistema: ruidos térmicos, eléctricos, electrónicos, mecánicos, cósmicos. Las fuentes internas provienen generalmente del ruido intrínseco de los semiconductores, de resistencias eléctricas, de la línea eléctrica externa, etc. La sumatoria de estas fuentes provocan una potencia de ruido interna. Las fuentes de ruido externas que afectan al radar son también importantes y pueden provenir de varios medios. La radiación extraterrestre (ruido cósmico), por ejemplo, es recibido a través de la antena del radar y depende de la frecuencia, ancho de banda de recepción y ángulo de elevación de la antena. Esta suele caracterizarse mediante una temperatura equivalente de ruido de antena.

Todas estas fuentes de error contribuyen al *Factor de Ruido* del sistema, el cual especifica cuanto ruido adicional es agregado por el sistema al preexistente en el entorno del objeto de medición. Es necesario, por lo tanto, realizar una correcta caracterización de los ruidos que afectan al sistema y, en la medida de lo posible, reducir, mitigar o eliminar los mismos. La relación señal a ruido es típicamente utilizada para filtrar las celdas donde la señal recibida no es discriminable en función del ruido del sistema.

Ecos de Terreno

Los filtros de ecos de terreno (o “clutter”, por su terminología en inglés) tienen como objetivo remover los ecos provenientes de la superficie y/o construcciones antropogénicas que sistemáticamente bloquean el haz del radar. Estos son implementados generalmente mediante procesamiento de señales utilizando datos de nivel 1. Si bien existen algoritmos que pueden llevar a cabo el filtrado del clutter en etapas posteriores de procesamiento utilizando datos de nivel 2, los resultados tienen generalmente rendimientos más pobres.

Diversas técnicas han sido desarrolladas para la resolución de este problema, cada cual con sus ventajas, desventajas y rendimiento asociado. El análisis espectral es probablemente la técnica más utilizada, siendo el algoritmo de “Procesamiento Adaptativo de Modelo Gaussiano” (GMAP, por las siglas en inglés de “Gaussian Model Adaptive Processing”) el más popular de este tipo.

Interferencias Electromagnéticas

Los radares meteorológicos se ven afectados por emisiones externas cuyas frecuencias de transmisión se encuentran dentro de la banda de operación de los mismos. Típicamente son sistemas de comunicación punto a punto cuya línea de visión atraviesan la localización del radar. En particular, los radares meteorológicos de banda C comparten el uso de la banda con dispositivos de comunicaciones inalámbricas (WLAN/RLAN) luego de que en 2003 la Unión Internacional de Telecomunicaciones autorizara el uso de la banda a estos dispositivos.

Las interferencias se manifiestan en todos los productos de radar y varían su intensidad y morfología dependiendo de la fuente emisora. El nivel de intensidad depende de la potencia con la que se reciben las señales externas en el lóbulo principal o secundarios de la antena del radar, pudiendo llegar a degradarse sectores importantes de cobertura cuando la potencia de la señal de interferencia es significativa. La forma en que dichas interferencias se visualizan en los productos de radar responden generalmente a dos morfologías. Los transmisores externos implementados mediante modulación continua emiten una potencia constante durante el desplazamiento de la antena del radar lo que se traduce, luego del procesamiento de los datos, en uno o una serie de sectores azimutales contiguos completamente interferidos. Por otro lado, los transmisores de onda pulsada con período de repetición de pulsos del orden de la ventana de recepción del radar, suelen generar patrones tipo espiral contaminando distintos sectores azimutales y rangos. También es posible que transmisores de onda pulsada afecten uno o más radiales completos si la duración de los pulsos es mayor que la ventana de recepción del radar o su PRF es suficientemente alta para contaminar distintas celdas durante dicha ventana temporal.

Se han desarrollado distintos métodos de mitigación de interferencias que incluyen la instalación de emisores externos adhoc para silenciar dispositivos transmitiendo con el protocolo 802.11, procesamiento de señales tipo L1, filtros espectrales y lógica difusa, fusión de datos e interpolación [Petraça, 2017].

3.3.2.2 Corrección de Errores de Medición

Son muchos los factores que introducen distorsiones de las estimaciones de precipitación realizadas con radares meteorológicos y las mediciones registradas con redes pluviométricas. Varios autores

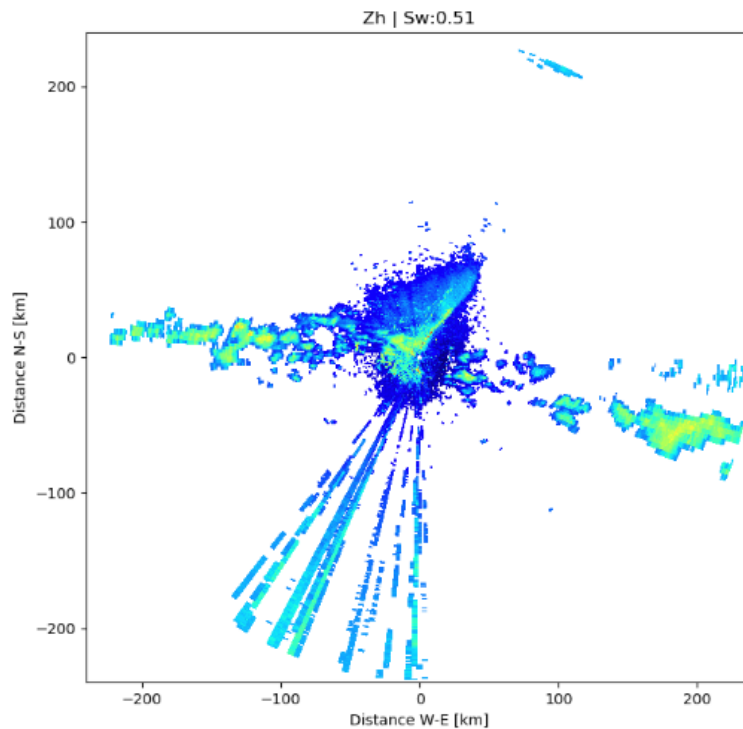


Figura 3.10: Interferencias afectando al Radar Meteorológico Argentino 6 (RMA-6), localizado en la ciudad de Mar del Plata, Buenos Aires, Argentina.

han profundizado en el tema [Zawadzki, 1982] [Joss, Waldvogel y Collier, 1990] y muchas son las soluciones propuestas para cada uno de los problemas encontrados. En la presente sección se hace un resumen de los problemas que afectan en mayor medida las mediciones de radar y los métodos de corrección o suavizado propuestos.

3.3.2.2.1 Atenuación

Los radares polarimétricos se ven inevitablemente afectados por atenuaciones asociadas a los componentes de la atmósfera. Dichas atenuaciones se manifiestan en ambos sentidos de la propagación de las señales, es decir desde los radares al objetivo y viceversa.

La atenuación atmosférica es producida por 3 factores diferentes:

- Dispersión de las partículas.
- Absorción de las partículas.
- Absorción de los gases componentes del aire.

El primer factor disminuye la energía del haz de radar redireccionando la misma a otras direcciones. En el caso de la absorción, las partículas reducen la energía del haz producto del calentamiento dieléctrico que sufren las mismas. En el último caso la energía se reduce por excitación molecular de los gases, re-emitiendo la misma en otras frecuencias y direcciones, y también generando calor.

La atenuación por dispersión depende fuertemente de la relación entre el tamaño de las partículas suspendidas y la longitud de onda del radar. Las partículas de cualquier tamaño producen dispersión pero los aerosoles con tamaños menores a $1\mu m$ (y la dispersión de las moléculas del aire) pueden ser despreciadas en radares de banda C o S en comparación con la dispersión producida por las partículas de nubes y lluvia. También, Burrows, Platt y Borrell, 2011 sugirieron que es posible despreciar la dispersión de gotas inferiores a $30\mu m$. Respecto a la absorción por gases, solo el O_2 y el vapor de agua son significativos en banda C [Papatsoris y Watson, 1993].

Es factible, entonces, estimar la atenuación específica que sufre la señal del radar en su camino ida y vuelta al volumen de interés. Denotando como a_s y a_a los coeficientes de dispersión y absorción (en km^{-1}), el factor de corrección de extinción, A , puede ser calculado integrando a lo largo del camino del haz, s , de la siguiente forma:

$$A(r) = \exp \left[\int_0^r (a_g + a_c + a_p) ds \right] \quad (3.9)$$

donde a_g , a_c y a_p denotan la atenuación específica por gases, nubes y precipitación respectivamente. Para estimar el componente de atenuación por gases de la Ecuación (3.9) es posible utilizar la ampliamente usada base de datos HITRAN (High Resolution Transmission) mediante una técnica llamada *línea por línea* [Rothman y col., 2013]. Para calcular el factor a_c , producto de la absorción por gotas pequeñas de nubes, deben tomarse en cuenta la concentración de agua líquida, temperatura y frecuencia [Denis Poffo y col., 2017].

La atenuación específica por gotas de mayor tamaño, a_p , depende de la longitud de onda λ , de la constante dieléctrica de las partículas y del diámetro de las mismas. Es por ello que su estimación depende del conocimiento de la DSD de la tormenta. Su dependencia en la longitud de onda genera que su efecto sea muy significativo en radares operando en longitudes de onda cortas (banda X:3 cm, Ka:1,15 cm, K:0,86 cm- etc.), moderado en radares que operan en longitudes medianas (banda C:5 cm) y despreciable en longitudes más grandes (S:10 cm, L:20 cm).

En consecuencia, la precipitación es siempre subestimada en radares con bandas de operación de mediana o alta frecuencia y el efecto se hace más significativo a medida que el haz se adentra en la tormenta. A los fines de QPE, el efecto de atenuación obliga a estimar la energía del haz perdida y a aplicar las correcciones correspondientes.

Los algoritmos de corrección tradicionales, diseñados para **radares con simple polarización**, utilizan relaciones de potencia empíricas entre la atenuación y la reflectividad del radar. Típicamente, una vez calculada la atenuación, la reflectividad es corregida celda a celda. Diversos autores han propuesto algoritmos de este tipo [Hitschfeld y Bordan, 1954] [Delrieu, Hervé Andrieu y Jean Dominique Creutin, 2000] [Hildebrand, 1978].

Una medida de la eficacia de estos métodos la aportaron Hildebrand, 1978, quiénes en su investigación concluyeron que radares con longitudes de onda de 5 cm (banda C) son adecuados para medir precipitaciones en tormentas con Z por debajo de los 50 dBZ y que realizando las correcciones adecuadas estos instrumentos pueden funcionar relativamente bien hasta tormentas con Z de 60 dBZ.

Recientemente, Denis Poffo y col., 2017 propusieron un método alternativo donde la atenuación es estimada utilizando un enfoque más abarcativo, se hace una modelación detallada de la microfísica del problema y se consideran efectos tradicionalmente despreciados como la atenuación debido a gases atmosféricos.

Con el desarrollo de los **radares polarimétricos** fueron también implementados métodos de corrección que hacen uso de la información adicional que proveen las variables Z_{dr} y ϕ_{dp} . La relación de proporcionalidad entre la atenuación específica horizontal A_h (la atenuación específica diferencial A_{dp}) y la fase diferencial específica K_{dp} es la base para correcciones de atenuación, basados en integración de camino simple usando la fase diferencial ϕ_{dp} [Vulpiani, Pierre Tabary y col., 2008].

Viswanathan N Bringi, Keenan y Chandrasekar, 2001 propusieron que los sesgos de Z y Z_{dr} podían ser estimados utilizando las siguientes expresiones:

$$\Delta Z = \alpha \phi_{dp} \quad (3.10)$$

$$\Delta Z_{dr} = \beta \phi_{dp} \quad (3.11)$$

donde α y β se suponen constantes y ΔZ y ΔZ_{dr} son los sesgos de Z y Z_{dr} respectivamente.

Técnicas simplificadas asumen que los coeficientes de proporcionalidad α y β no varían mucho [V. Bringi, Chandrasekar y col., 1990]. Estos coeficientes son igual a las relaciones A_h/K_{dp} y A_{dp}/K_{dp} , respectivamente.

En banda X y C, sin embargo, los coeficientes α y β presentan variaciones importantes en celdas convectivas conformadas por gotas precipitantes grandes y granizo [Vulpiani, Pierre Tabary y col., 2008] [Viswanathan N Bringi, Keenan y Chandrasekar, 2001]. En este contexto α usualmente varía entre 0,05 y 0,18 dB por grado mientras que β varía entre 0,008 y 0,1 dB por grado y exhibe una fuerte correlación con el máximo valor de Z_{dr} en una celda de lluvia atenuada. Incluso, otros estudios [Gu y col., 2011], encontraron valores de α y β mayores en celdas conformadas por grandes gotas de lluvia y granizo en derretimiento.

Métodos polarimétricos más sofisticados para la corrección de atenuación toman en cuenta la variabilidad de α y β [Carey y col., 2000] [Viswanathan N Bringi, Keenan y Chandrasekar, 2001] [Ryzhkov, P. Zhang y col., 2007] [Vulpiani, Pierre Tabary y col., 2008]. Gu y col., 2011 describen resumidamente estos métodos, mencionan que Viswanathan N Bringi, Keenan y Chandrasekar, 2001 sugirieron el método de autoconsistencia con restricciones para optimizar los coeficientes α y β mediante el examen del perfil radial de ϕ_{dp} e impusieron restricciones en los valores corregidos de Z_{dr} . Este método permite que los coeficientes varíen de haz en haz pero obliga a que permanezcan constantes a lo largo de cada uno de ellos. Vulpiani, Pierre Tabary y col., 2008, por su parte, permitieron la variación de los coeficientes α y β en función del rango mediante la identificación del régimen de lluvia predominante en cada celda. Sin embargo, en este último método se utiliza un factor de corrección simple, pesado por K_{dp} , para la corrección de la atenuación. Carey y col., 2000 permiten que los parámetros α y β también varíen a lo largo del radial y asignan valores fijos a ciertas celdas que denomina "puntos calientes" o "zonas de grandes gotas". La idea de Carey es continuada por Ryzhkov ([Ryzhkov, Hudak y Scott, 2006] [A. V. Ryzhkov, 2007]) quien propone un procedimiento para una estimación más objetiva de α y β dentro de los puntos calientes.

Gu y col., 2011 utilizan una versión modificada del algoritmo de Ryzhkov, Hudak y Scott, 2006 para analizar dos tormentas con mediciones de Z superiores a 60 dBZ pero sin reportes de caídas de granizo en superficie. Se realizaron mediciones con dos radares de banda C, las cuales fueron comparadas por autoconsistencia y con mediciones de radares de banda S. Los autores afirman que los coeficientes α y β pueden ser anormalmente altos en puntos calientes y, por lo tanto, sugieren que dichas celdas deben ser tratadas por separado en el proceso de corrección de atenuación. Realizando una comparación de los resultados obtenidos por el método con los datos de los radares de banda S, mediante la autoconsistencia y a través de la continuidad temporal/espacial de los campos corregidos de Z y Z_{dr} se deduce que la técnica propuesta tiene un buen desempeño general en la corrección de atenuación. A pesar de estos resultados positivos, el autor aclara que es necesario continuar refinando el algoritmo y contar con más casos de validación.

La Figura 3.11 muestra una comparación de correcciones realizadas mediante el método anteriormente descrito y el método Algoritmo de Corrección de Atenuación para Lluvia (ACAR, por sus siglas en Inglés "Attenuation Correction Algorithm for Rain") introducido por Denis Poffo y col., 2017. Los datos utilizados en dicha comparación fueron registrados por un radar doppler doble polarimétrico de banda C perteneciente al INTA y actualmente integrado a la red SiNaRaMe.

Efecto de Radomo Mojado

Un especial cuidado debe tenerse al realizar estimaciones de precipitación con radares de banda C o X cuando el sitio del radar se encuentra bajo una tormenta intensa.

Sin bien los radomos están contruidos generalmente con materiales hidrofóbicos que repelen el agua de lluvia, tasas de precipitación intensas pueden generar películas de agua sobre la superficie de los mismos produciendo un importante efecto de atenuación en radares de banda C y X. Estos efectos

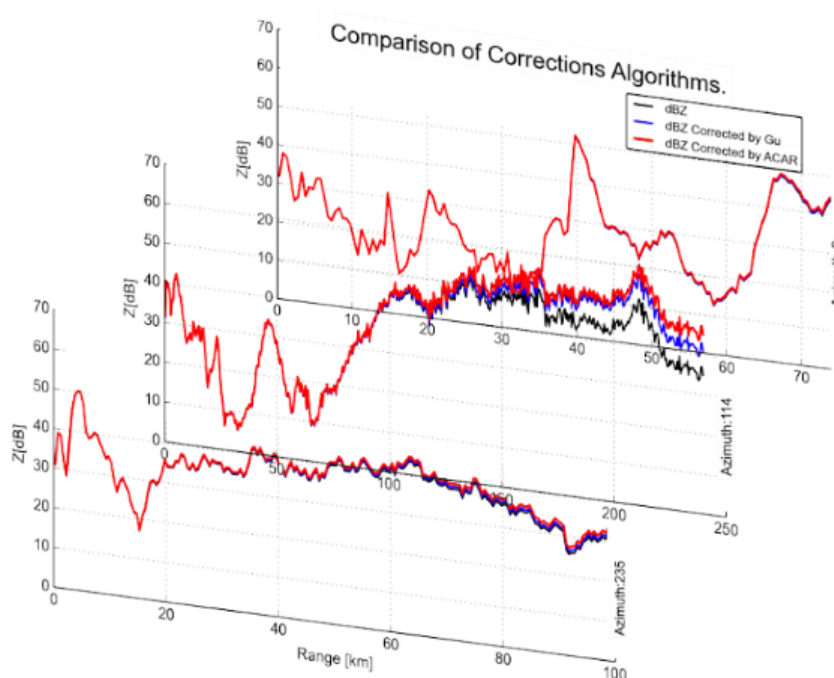


Figura 3.11: Comparación entre método de corrección ACAR y el presentado por Gu y col., 2011. Tormenta registrada por un radar doble polarimétrico perteneciente al Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) localizado en la ciudad de Paraná, provincia de Entre Ríos, Argentina.

han sido cuantizados en diversos estudios encontrándose atenuaciones significativas en la potencia emitida por los radares. Por lo tanto, es necesario introducir correcciones apropiadas a la hora de analizar los datos registrados en dichas situaciones.

Un efecto adicional ha sido observado en radares de Banda S de la NEXRAD. La formación de distintas películas de agua fluyendo sobre el radomo genera una reducción de los valores medidos de Z_{dr} . Esto es atribuido a la orientación vertical de las partículas de agua en las distintas películas escurriendo sobre el radomo [Branch, 2011]. Teniendo en cuenta que el efecto ha sido observado en radares de banda S, puede suponerse que el mismo puede llegar a ser aún más significativo en radares de banda X o C.

3.3.2.2.2 Bloqueo Parcial

La orografía presente en las inmediaciones de los radares meteorológicos pueden afectar a uno o más haces, bloqueando los mismos parcial o totalmente. En muchos casos, estos bloqueos abarcan una parte significativa de las elevaciones inferiores del radar obligando a utilizar elevaciones de antena superiores y denigrando en consecuencia la precisión de las estimaciones de precipitación obtenidas. Las obstrucciones también pueden producirse por construcciones antropogénicas como edificios, antenas, torres, palas aerogeneradoras, etc., como por vegetación en altura (ej: bosques o línea de árboles cerca del radar).

El **bloqueo total** se produce cuando el haz del radar impacta completamente en alguna fuente de obstrucción, lo que produce que la onda electromagnética no pueda continuar propagándose. En estos casos el radar simplemente registra alta reflectividad en el punto de obstrucción y nada en los rangos subsiguientes. No existen técnicas para solucionar este problema, la única alternativa para estimar precipitación en zonas con obstrucción total es utilizar elevaciones superiores, siempre y cuando las mismas se encuentren disponibles y no superen determinado umbral de altitud.

En el **bloqueo parcial**, sin embargo, solo una parte del haz es obstruido mientras que la restante energía continua en propagación. Utilizando Modelos Digitales de Elevación de Terreno (DEMs, por sus siglas en Inglés "Digital Elevation Models") es factible construir mapas que reflejen el porcentaje de obstrucción de los haces de radar en función de la orografía de la región y elevaciones del VCP.

La parte inferior de la Figura 3.12 muestra una simulación del haz del RMA1 correspondiente al acimut 180° con una elevación de antena de $0,77^\circ$, superpuesta a la orografía de las Sierras de Córdoba. Se observan casos de bloqueo parcial a partir de rangos superiores a los 20 km, finalizando con un bloqueo total en un rango cercano a los 60 km. La parte superior izquierda de la figura muestra el RMA1 ubicado en el centro de la misma y la topografía circundante, demarcando con una línea roja el acimut de 180° . En la parte superior derecha se muestra el mapa de bloqueo parcial (PBB) del RMA-1 para una elevación de antena de $0,7^\circ$.

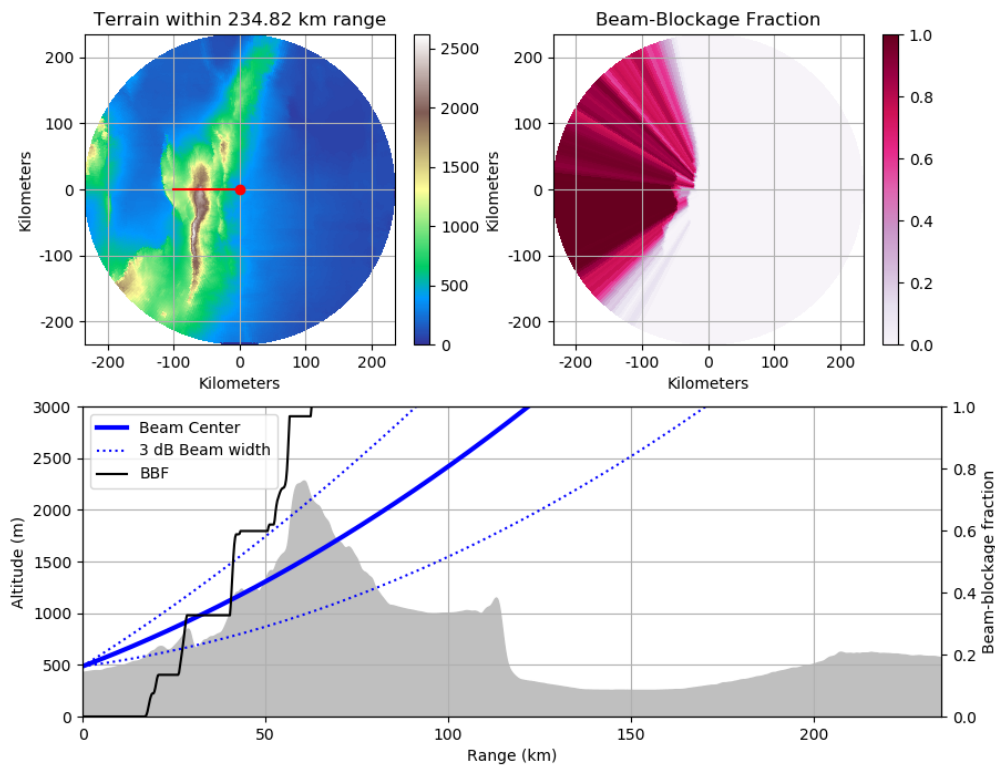


Figura 3.12: La figura superior derecha muestra un PPI con el bloqueo parcial (PBB) del RMA1 calculado en función del rango y la topografía de terreno a $0,77^\circ$ de elevación. En la figura superior izquierda se visualiza la orografía circundante al RMA1, radar ubicado en el centro de la misma. El acimut de 180° es remarcado con una línea roja. La figura inferior ilustra el bloqueo parcial del haz del RMA1 para el acimut de 180° y elevación de $0,77^\circ$.

Metodologías de Corrección por Bloqueo Parcial

Actualmente existen 4 tipos de metodologías para resolver el efecto sobre las mediciones de radar de las obstrucciones parciales del haz producidas por orografía o construcciones antropogénicas, estas son: corrección por visibilidad óptica-geométrica, corrección por visibilidad real del radar, corrección polarimétrica y corrección combinada.

Corrección por Visibilidad Óptica-Geométrica Este método combina simulaciones geométricas del haz del radar con DEMs representativos de la topografía del área de cobertura. Para poder describir con precisión el bloqueo de la energía transmitida en la topografía circundante es necesario realizar una descripción precisa del patrón de radiación de la antena. La caracterización de este patrón tiene cierta complejidad por lo que es común asumir una *aproximación óptica-geométrica* más simple y considerar que la energía del radar se concentra en el lóbulo principal del patrón de radiación de la antena del radar [Skolnik, 2001]. El porcentaje de la sección transversal del haz del radar bloqueado por la topografía es denominado Bloqueo Parcial del Haz (PBB, por sus siglas en Inglés "Partial Beam Blockage") y puede ser expresado como una función del radio de la sección transversal del haz (a) y la diferencia de la altura promedio del terreno y el centro del haz (y); ver modelo conceptual ilustrado en la Figura 3.13 [Joan Bech, Magaldi y col., 2012].

$$PBB = \frac{y\sqrt{a^2 - y^2} + a^2 \arcsin \frac{y}{a} + \frac{\pi a^2}{2}}{\pi a^2} \quad (3.12)$$

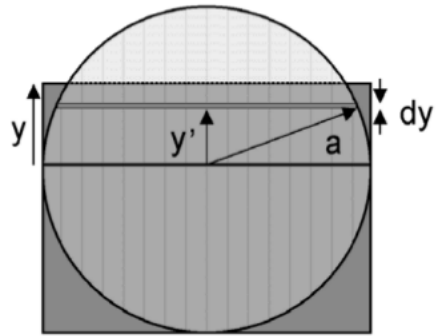


Figura 3.13: Modelo conceptual utilizado para representar el bloqueo parcial de un haz, donde “ a ” es el radio de la sección transversal del haz, “ y ” la diferencia entre el centro del haz del radar y la topografía, “ dy' ” parte diferencial de la sección del haz bloqueada e “ y' ” la distancia desde el centro hasta “ dy' ”. Gráfica extraída de Joan Bech, Magaldi y col., 2012.

Dependiendo de la posición relativa de la altura del haz respecto a la topografía, ‘ y ’ puede ser positivo o negativo. De acuerdo a estas definiciones, bloqueo parcial del haz ocurrirá cuando $-a < y < a$, bloqueo total cuando $y \geq a$, y finalmente no habrá bloqueo si $y \leq -a$.

La altura (h) al centro del haz del radar está dada, para una distancia r , por la expresión [Doviak y D. S. Zrníc, 2006]:

$$h = \sqrt{r^2 + (K_e R)^2 + 2r k_e R \sin \theta - k_e R} + H_0 \quad (3.13)$$

donde R es el radio de la Tierra (el valor exacto depende de la latitud y longitud pero se puede tomar como valor aproximado 6371 km), k_e es la relación entre R y el radio equivalente de la Tierra, θ el ángulo de elevación de la antena y H_0 la altitud de la antena. La información sobre las condiciones de propagación atmosféricas están contenidas en k_e , la cual puede ser escrita en términos del gradiente de refractividad N (ver sección 3.3.2.2.3) como:

$$k_e = \frac{1}{1 + R \left(\frac{dN}{dh} \right)} \quad (3.14)$$

El valor usual para k_e en el primer kilómetro de la troposfera es de aproximadamente 4/3, asumiendo un valor normal del Gradiente Vertical de Refractividad (VRG, por sus siglas en Inglés "Vertical

Refractivity Gradient") de 40 km^{-1} . Si se substituye (3.14) y (3.13) en (3.12), se obtiene una expresión del bloqueo del haz en términos de las condiciones de propagación [Joan Bech, Magaldi y col., 2012].

Una vez calculado el porcentaje de bloqueo en cada celda del radar es posible comenzar con el **proceso de corrección de Z**, y consecuentemente Z_{dr} . Existen diferentes técnicas para llevar a cabo las correcciones. La técnica más simple es corregir el sesgo multiplicando por la inversa de la visibilidad. Por ejemplo, si un celda determinada tiene una visibilidad del 80 % es multiplicada por un factor de 1,25 [Germann, Galli y col., 2006]. Lang, Stephen W Nesbitt y Carey, 2009 demostraron que es factible corregir obstrucciones de hasta 90 % con esta metodología manteniendo un alto grado de precisión. En la red operativa NEXRAD se utiliza un enfoque ligeramente diferente [Fulton y col., 1998], las correcciones están tabuladas en función del porcentaje de bloqueo y se corrige solo hasta el 60 %. Por arriba de dicho porcentaje de obstrucción se descarta la celda y se reemplaza con la celda correspondiente de la elevación subsiguiente de la estrategia de barrido híbrido implementado (ver sección 3.3.2.4). El enfoque de selección de celdas en función del grado de ocultamiento del haz del radar es también seguido por Andrieu y col., 1997, lo cual es ilustrado en la Figura 3.14.

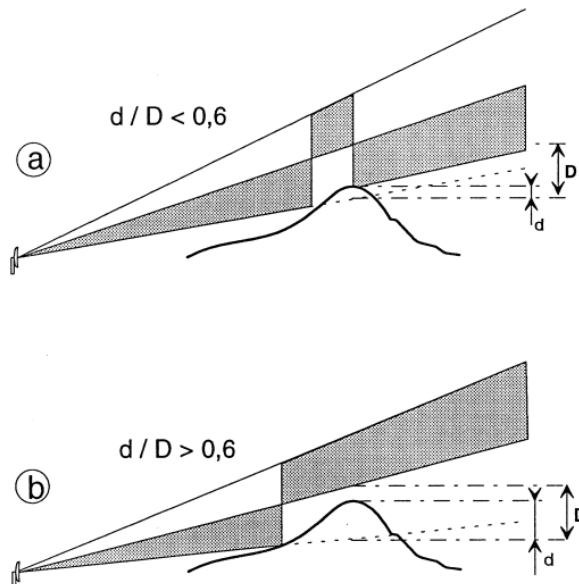


Figura 3.14: Método para procesar datos de radar en presencia de bloqueo parcial del haz. (a) Para un bloqueo débil a moderado (inferior al 60 %), los datos del radar de la elevación más baja se corrigen a partir del obstáculo. (b) En presencia de un fuerte bloqueo los datos del radar no se corrigen y se reemplazan por los datos del ángulo de elevación siguiente de la VCP. Si los datos de la elevación superior están contaminados se utiliza un procedimiento de interpolación. Gráfica extraída de Andrieu y col., 1997.

La metodología puede tener una excelente performance si se implementan sofisticados modelos de interacción de elevación de terreno con haz de radar, en combinación con un DEM de alta resolución. De esta forma se minimizan los errores de estimación de los factores de corrección. Sin embargo, los bloqueos causados por objetos no registrados en los datos del DEM no pueden ser corregidos únicamente utilizando esta metodología por lo que deben realizarse correcciones adicionales en las celdas afectadas.

Visibilidad Real del Radar Esta técnica construye mapas de obstrucción de los haces del radar a partir de acumulaciones de precipitación registradas en largos períodos de muestreo de tormentas estratiformes extendidas. En regiones con visibilidad absoluta la acumulación tiende a lo estimado por

la climatología de la región, mientras que en regiones completamente obstruidas la acumulación es cero. Dividiendo las acumulaciones registradas en largos períodos con los mapas de climatología, se obtiene una estimación de la visibilidad real del radar.

La metodología tiene una serie de incertezas asociadas. En primer lugar se debe conocer para cada celda de radar su valor climatológico de precipitación. Además hay cambios sistemáticos que deben tenerse en cuenta si se sigue este enfoque. En la dirección vertical son importantes los cambios en el perfil vertical de reflectividad (ver sección 3.3.2.2.7) mientras que en la dirección horizontal se pueden tener fuertes dependencias en función de la orografía circundante. Por lo tanto, la distribución espacial de una acumulación a largo plazo de imágenes de radar es una superposición de dos factores: cambios sistemáticos atribuidos a la climatología de la precipitación y la visibilidad real del radar. Para estimar esta última es necesario estimar y abstraer la primera, lo cual es una tarea compleja [Meischner, 2005]. También se deben tener en cuenta todos los restantes factores que afectan las mediciones de radar, detallados en la presente sección, y hacer especial hincapié en el control de la calidad de los datos de radar utilizados.

Corrección Combinada Meischner, 2005 proponen combinar las aproximaciones de visibilidad óptica-geométrica con la visibilidad real del radar a los fines de complementar los mismos y obtener mejores resultados. En primer lugar se debe aplicar la metodología de visibilidad por óptica-geométrica, corregir clutter y otros factores que afectan la medición, y finalmente comparar los resultados con los obtenidos en la metodología de visibilidad real.

Corrección Polarimétrica Este método se basa en la autoconsistencia de las variables polarimétricas (ver sección 3.3.1.1.3) y en la insensibilidad de K_{dp} a los bloqueos parciales del haz de radar [Zrnić y Ryzhkov, 1996]. La autoconsistencia puede ser utilizada para mitigar el sesgo de Z_h causado por el PBB visto que Z_{dr} no es afectado por el mismo [Lang, Stephen W Nesbitt y Carey, 2009].

La utilización directa de K_{dp} para estimar las precipitaciones (ver sección 3.3.3.1.2) en las áreas afectadas por el PBB ha sido investigada. Se ha encontrado que la acumulación de lluvia estimada utilizando la relación $R(K_{dp})$ se aproxima en mayor medida a la acumulación pluviométrica registrada en superficie que al utilizar la relación $R(Z_h)$ en regiones donde los haces del radar están parcialmente bloqueados. Vivekanandan, Yates y E. A. Brandes, 1999 y Friedrich y col., 2007, por su parte, realizaron estudios que reafirman que las mediciones de K_{dp} no están sesgadas por bloqueos parciales de haces de radar. Sin embargo, un impedimento bien conocido para $R(K_{dp})$ es la incertidumbre causada por las fluctuaciones en las estimaciones de K_{dp} , particularmente en regiones con tasas de lluvia leves. La estimación de K_{dp} en la banda S se vuelve ruidosa a tasas de lluvia inferiores a 10 mm h^{-1} . El ruido de K_{dp} puede aumentar aún más debido a la menor SNR causada por el bloqueo y, en general, a una menor magnitud del coeficiente de correlación cruzada ρ_{hv} producto de la reflexión del objeto de ocultación [P. Zhang, Zrnić y Ryzhkov, 2013].

Independientemente de los bloqueos y otros aspectos del control de calidad, se pueden vincular intervalos de K_{dp} a rangos fijos de Z_h en lluvia [Balakrishnan y Zrnić, 1990] encontrando medias de Z_h extremadamente estables. Por lo tanto, contando con una correcta estabilidad en las variables polarimétricas y realizando un control de calidad adecuado a los datos, cualquier variabilidad acimutal observada en la media de Z_h respecto a su respectivo intervalo de K_{dp} se puede vincular a obstrucciones parciales del haz. La reducción en la media de Z_h en un haz particular, relativo a obstrucciones parciales, es la corrección en dB que debe ser agregada a todos los valores de Z_h del haz bloqueado [Lang, Stephen W Nesbitt y Carey, 2009]. Lo anterior es válido para radares donde la atenuación por precipitación es despreciable, como en radares de banda S, por lo que se deben realizar las correcciones correspondientes si se utilizan radares de banda C o X.

S. E. Giangrande y A. V. Ryzhkov, 2005 propusieron una técnica de calibración para Z_{dr} bajo precipitaciones leves y agregaciones secas de nieve en elevaciones con y sin bloqueo. La técnica

fue testada en dos radares, uno afectado por bloqueos parciales y el otro con libre visibilidad. Los resultados indicaron que el sesgo de Z_{dr} asociado al bloqueo parcial puede ser calibrado con una precisión de 0,2 a 0,3 dB, cuando el conjunto de datos es suficientemente grande. Más recientemente, P. Zhang, Zrnić y Ryzhkov, 2013 propusieron un nuevo método que utiliza la integración de las relaciones de autoconsistencia sobre cada haz de radar para estimar la Fracción de Bloqueo Parcial (BBF, por sus siglas en Inglés "Beam Blockage Fraction") dinámicamente y luego corrige el factor de reflectividad medido en el área bloqueada. En lugar de aplicar la relación de autoconsistencia en cada ubicación de rango, la integración mitiga la incertidumbre de las estimaciones de K_{dp} , mejora la precisión y la estabilidad de las estimaciones de BBF.

Comparación entre metodologías Varios autores [P. Zhang, Zrnić y Ryzhkov, 2013] [Lang, Stephen W Nesbitt y Carey, 2009] han realizado estudios comparativos de metodologías de corrección por obstrucciones parciales del haz del radar. Lang, Stephen W Nesbitt y Carey, 2009 realizaron un estudio comparativo de metodologías de autoconsistencia con la metodología de visibilidad óptica-geométrica. Si bien los métodos concordaron bastante bien, con discrepancias dentro de 1 a 2 dB en la mayor parte de los datos, desajustes importantes se produjeron en regiones con gradientes acimutales agudos en patrones de obstrucción, y en áreas con mucha contaminación de clutter. Estos datos, a su vez, fueron comparados con estimaciones realizadas por el satélite TRMM, sugiriendo que todas las metodologías realizaron correcciones de Z_h dentro de la incerteza esperada para la intercomparación (1 a 1,5 dB). Estos resultados sugieren que el rendimiento de las distintas metodologías no debería ser el factor determinante para la elección de las mismas, sino más bien sus ventajas y desventajas.

La principal ventaja del método de visibilidad óptica-geométrica es que no requiere ningún dato de radar previo para realizar la corrección, los factores de corrección para cada celda de radar afectada pueden calcularse e incluso aplicarse las correcciones pertinentes en tiempo real. Los métodos polarimétricos, en cambio, requieren cantidades sustanciales de datos de lluvia de regiones parcialmente bloqueadas, haciendo difícil su aplicación cuando se tienen conjuntos de datos pequeños, en escenarios de tormentas de nieve y/o granizo o al utilizarse barridos poco comunes (ej.: barridos RHI).

Las dos metodologías de corrección polarimétrica probadas por Lang comparten algunas ventajas. Cada una es factible de ser aplicada siempre que la potencia de la señal del radar se encuentre por encima del piso de ruido, independientemente de las causas del bloqueo (terreno, vegetación, edificios, etc.). En dicho estudio los datos corregidos por estos métodos tuvieron un acuerdo excelente con los registrados por TRMM, incluso en regiones donde el bloqueo estimado por el método de visibilidad óptica-geométrica era del 90% al 100%. Adicionalmente, el método de autoconsistencia tiene la ventaja de poder utilizarse como una calibración absoluta de Z_h , mientras que los otros dos métodos son calibraciones relativas y, por lo tanto, requieren que Z_h haya sido calibrado previamente.

Por último, una debilidad importante de las técnicas de corrección analizadas es su incapacidad para realizar correcciones cuando la señal original es reducida en potencia a niveles de ruido, que ocurre con frecuencia cuando ecos débiles atraviesan sectores fuertemente obstruidos.

3.3.2.2.3 Propagaciones Anómalas

Si bien en el vacío y en medios con índice de refractividad constante una onda electromagnética se propaga siguiendo una trayectoria recta, en la atmósfera el índice de refracción cambia, jugando un rol clave en la caracterización de las condiciones de propagación de un haz de radar. Los perfiles verticales de la temperatura del aire, humedad y presión son principalmente los responsables de la forma de propagación de la energía del radar en la atmósfera [Joan Bech, Magaldi y col., 2012].

Frecuentemente se realiza un número de suposiciones sobre los perfiles verticales, asumiendo las llamadas "condiciones estándar de propagación" que están asociadas al estado promedio de la

atmósfera aceptada como la más representativa. Sin embargo, debido a la variabilidad inherente de la atmósfera, es un hecho bien conocido que las condiciones de propagación pueden diferir, a veces significativamente [Bech y col., 2002]. La presencia de gradientes agudos en el perfil vertical de estas variables puede desviar o refractar la trayectoria del haz del radar más de lo usual, direccionando el mismo hacia la superficie o en dirección contraria a esta.

Superrefracción y Canalización

La superrefracción hace que los haces de radar se doblen más hacia la superficie de la Tierra que en condiciones normales. Este fenómeno generalmente es causado por:

- Inversión térmica: en condiciones atmosféricas normales, el aire más cálido se encuentra cerca de la superficie de la Tierra y se enfría gradualmente a medida que aumenta la altitud. A veces, sin embargo, se desarrolla una situación inusual en la que se forman capas de aire caliente sobre capas de aire frío. Esta condición se conoce como *inversión térmica* y puede generar canales o conductos de aire frío entre la superficie de la Tierra y una capa de aire caliente, o entre dos capas de aire caliente [C. Wolff, 2018].
- Disminución rápida del contenido de vapor de agua con la altura (por ejemplo, la rápida disminución de humedad relativa inmediatamente adyacente a la interfaz aire-mar, también conocida como conducto de evaporación).

La canalización (o ‘ducting’ por su terminología en inglés) es una forma extrema de superrefracción y se produce cuando la curvatura de las ondas electromagnéticas es menor que la curvatura de la Tierra [Chuan y col., 2010]. El fenómeno se genera cuando la onda electromagnética en propagación se encuentra con un brusco cambio en la densidad del medio, como el que se produce cuando el haz de radar se encuentran con una capa de aire caliente ubicada a mayor altitud, ocasionando que la onda sea refractada de nuevo hacia la superficie. Cuando la onda impacta en la superficie o en una capa de aire caliente ubicada en un nivel inferior, es nuevamente reflejada o refractada en dirección opuesta, proceso que se repite en varias ocasiones. De esta forma la onda electromagnética es guiada a través de un ‘canal atmosférico’ como si se encontrara viajando en una guía de onda.

En los casos donde los haces de radar se desvían hasta impactar en la superficie se generan nuevos ecos de terreno, comúnmente llamados *AP*, *anaprop* o *ecos de propagación anómala*. Este efecto puede inducir errores importantes en la estimación de precipitación. Los nuevos ecos de terreno suelen ser registrados con altos valores de Z , lo que integrado a lo largo del período de observación deriva en estimaciones significativas de precipitación acumulada. Incluso, en ciertas ocasiones, este efecto puede dar lugar a suponer que se está en presencia de una tormenta cercana.

Subrefracción

Sí la refracción se dirige en dirección contraria a la superficie es conocido como subrefracción. Este puede producirse en regiones secas donde la temperatura decrece rápidamente con la altura acompañado de incrementos de humedad relativa. Este es comúnmente un fenómeno menos notorio para los usuarios de radar [Jonathan J Gourley y Hong, 2014]. En la Figura 3.15 se ilustran los 4 casos de propagación mencionados anteriormente.

Refractividad (N) y Refractividad Modificada (M)

La refractividad (N), definida como la millonésima parte de $n - 1$, es una magnitud comúnmente utilizada en la descripción de propagaciones anómalas, donde “n” es el índice refractivo del aire, cuyas variaciones ocasionan las propagaciones anómalas. Esta se encuentra definida en ITU, 2018 y una expresión simplificada de la misma se puede escribir como:

$$N = (n - 1)10^6 = \frac{77,6}{T} \left(p + \frac{4810 e}{T} \right) \quad (3.15)$$

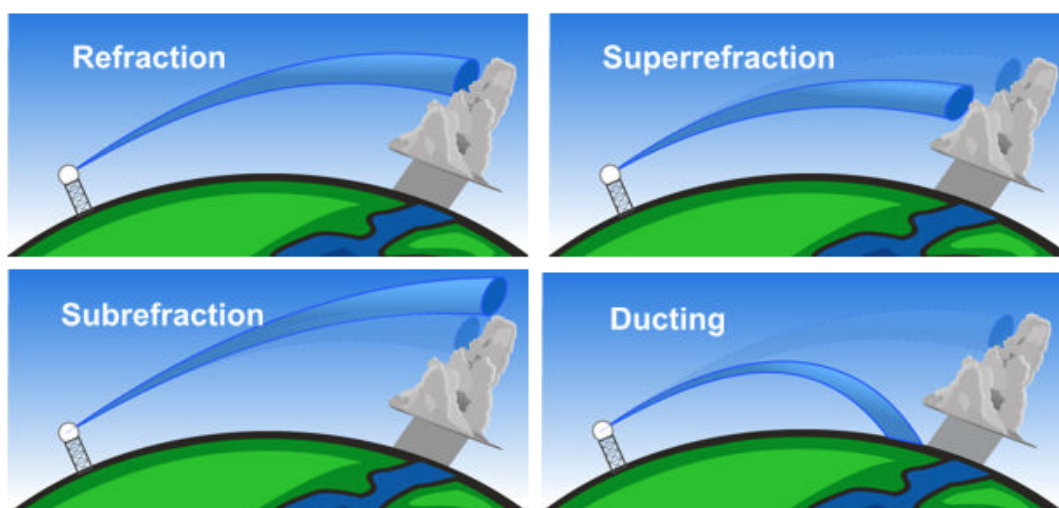


Figura 3.15: Ilustración de los 4 casos de propagación: refracción estándar, superrefracción, subrefracción y ducting. Imágenes extraídas de [National Weather Service, 2019a].

donde “T” es la temperatura del aire [K], “p” la presión atmosférica [hPa] y “e” es la presión del vapor de agua [hPa]. “N” no tiene dimensión, aunque es común el término “N unidades”.

Una magnitud relacionada es la refractividad modificada (M), la cual se define como:

$$M = N + \frac{z}{10^{-6} r} \quad (3.16)$$

donde “z” es la altitud y “r” es el radio de la Tierra en metros. La refractividad modificada es muy útil para caracterizar las condiciones de propagación ya que para M constante la curvatura de la trayectoria del haz es la de la superficie de la Tierra y, por lo tanto, gradientes verticales con M negativos son indicadores de superrefracción y ducting [Joan Bech, Magaldi y col., 2012].

Características de Propagación

Las características de propagación pueden variar largamente dependiendo del tipo de masa de aire. Al caracterizar el entorno de propagación es habitual considerar el gradiente de refractividad vertical del aire durante el primer kilómetro sobre el nivel de la superficie. Sin embargo, el efecto sobre la refracción del haz del radar no solo depende del gradiente de refractividad de una determinada capa de la atmósfera, sino también del ángulo de incidencia y de la frecuencia de la onda electromagnética. En aplicaciones de radares meteorológicos, si el gradiente de refractividad del primer kilómetro de la atmósfera es de alrededor de $-\frac{1}{4}\alpha$ (ejemplo, $-39 \text{ N unidades km}^{-1}$ o $118 \text{ M unidades km}^{-1}$, donde α es el radio de la Tierra, se producirá una propagación estándar para cualquier ángulo de incidencia [Doviak y D. S. Zrnic, 2006] [Bech y col., 2002].

La Tabla 3.2 resume los rangos de los gradientes de refractividad y refractividad modificada para diferentes condiciones de propagación. Los cambios en el índice de refracción, como fue mencionado, son ocasionados por fenómenos atmosféricos comunes como inversiones de temperatura asociadas a frentes fríos, flujos salientes de tormentas frías/húmedas y radiación nocturna.

Variabilidad de las Condiciones de Propagación

Algunos autores han realizado estudios estadísticos utilizando datos históricos para determinar la variabilidad diaria, mensual o estacional de la refracción del aire, intentado así caracterizar las condiciones bajo las cuales se producen las propagaciones anómalas [Bech y col., 2002] [Witold F

Característica	$dN/dZ (km^{-1})$	$dM/dZ (km^{-1})$
Subrefracción	$(0, +\infty)$	$[157, +\infty)$
Normal	$(-79, 0]$	$(157, 79)$
Superrefracción	$[-79, -157)$	$[79, 0)$
Ducting	$[-157, -\infty)$	$[0, -\infty)$

Tabla 3.2: Tipo de propagación en función de los gradientes de refractividad y refractividad modificada.

Krajewski y Vignal, 2001]. Bech y col., 2002, en particular, utilizaron datos de radiosondeos lanzados en inmediaciones de la Ciudad de Barcelona durante 5 años. En este concluyen que, en promedio, las condiciones “normales” de propagación son dominantes aunque hay variaciones estacionales significativas, que incluyen cambios tanto en la mediana como en la dispersión mensual de los datos de refractividad vertical que, en casos extremos, pueden producir variaciones importantes en la estimación de la altura de los ecos del radar.

Detección y Corrección

Se han desarrollado distintas técnicas para el diagnóstico y corrección de los ecos de propagación anómala [Joss y Lee, 1995] [Pamment y Conway, 1998] [Fulton y col., 1998] [Alberoni y col., 2001], los cuales típicamente se basan en el análisis de la estructura del campo de reflectividad. Más recientemente se han desarrollado técnicas que aprovechan la polarimetría de los radares para la resolución de esta problemática [A. V. Ryzhkov y D. S. Zrníc, 1998] [A. V. Ryzhkov, Schuur y col., 2005]. Otros autores combinan los datos de radar con redes pluviométricas para poder corregir clutter o ecos anómalos mediante análisis geoestadísticos [Fornasiero, Joan Bech y Alberoni, 2006].

Si bien las mencionadas técnicas potencialmente pueden detectar y filtrar los ecos anómalos de terreno, las mismas no suelen contemplar los posible problemas derivados de los errores de estimación de altitud de los ecos de radar. Si esta diferencia es importante cualquier procedimiento que requiera una determinación precisa de la altitud de los mismos va a ser potencialmente afectada [Bech y col., 2002].

Efectos en el Bloqueo Parcial del Haz

Las correcciones de bloqueo parcial del haz pueden ser considerablemente afectadas por errores de estimación de la altitud de las celdas. En casos de superrefracción es posible que se intensifiquen los bloqueos o se creen nuevos, mientras que en subrefracción podría disminuir el porcentaje de bloqueo o incluso desaparecer. En ambos casos las correcciones por bloqueo parcial estarían sesgadas o no serían aplicadas en absoluto. Joan Bech, Catalunya y col., 2001 realizaron un estudio para evaluar específicamente este problema, utilizaron 862 radiosondeos para calcular el VRG para las capas de 0 a 1 km y de 0 a 4 km sobre el nivel del mar. El valor de modo del VRG para los primeros 1000 m fueron $-40 km^{-1}$ (propagación estándar), el máximo y mínimo de $-119 km^{-1}$ y $-15 km^{-1}$, respectivamente. Luego escogieron 5 puntos con bloqueos parciales del haz en condiciones normales de propagación. Finalmente asumiendo un VRG homogéneo para todo el haz del radar y sustituyendo los valores extremos de VRG observados ($-119 km^{-1}$ y $-15 km^{-1}$), las diferencias encontradas en el bloqueo parcial variaron desde 5 a 20%. Concluyen afirmando que, en condiciones anormales, las correcciones de bloqueo parcial de haz que suponen condiciones de propagación estándar puede llevar a resultados inexactos. Por ejemplo, en los casos extremos de propagación anómala donde el bloqueo parcial del haz se incrementa significativamente pero no alcanza el 60% no se detectaría en una prueba de continuidad de eco vertical, pero podría producir una corrección errónea de hasta 4 dBZ. Los resultados de dicho estudio para los 5 blancos seleccionados se presentan en la Figura 3.16. Fornasiero, Joan Bech y Alberoni, 2006 han presentado recientemente una técnica de post-procesamiento que filtra los ecos anómalos/clutter y realiza las correcciones pertinentes en el bloqueo parcial del haz.

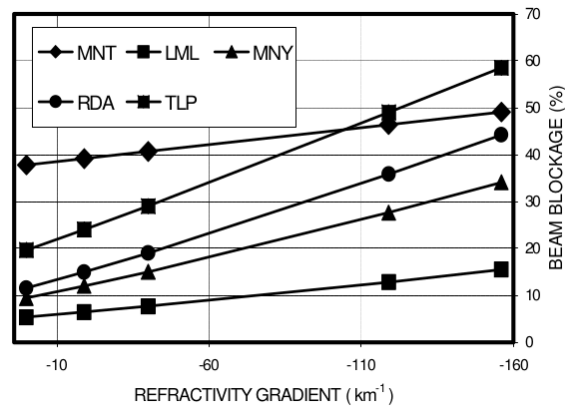


Figura 3.16: Bloqueo Parcial en función del gradiente de refractividad para 5 blancos de clutter selectos. Gráfica extraída de Joan Bech, Catalunya y col., 2001.

3.3.2.2.4 Curvatura de la Tierra

En condiciones normales de propagación, la curvatura de la Tierra genera que la altitud de los haces de radar se eleven significativamente a distancias relativamente cercanas, perdiéndose información importante respecto de la precipitación real en superficie. La Figura 3.17 muestra el efecto de la curvatura de la Tierra sobre un haz del RMA1 a una elevación de $0,77^\circ$ y acimut 180° , junto al relieve de las Sierras de Córdoba. Por ejemplo, si se apunta el haz del radar con una elevación de 0° , a una distancia de tan solo 100 km ya no es posible detectar precipitaciones en alturas inferiores a 600 m, mientras que a 200 km el radar no detecta nada por debajo de los 2300 metros.

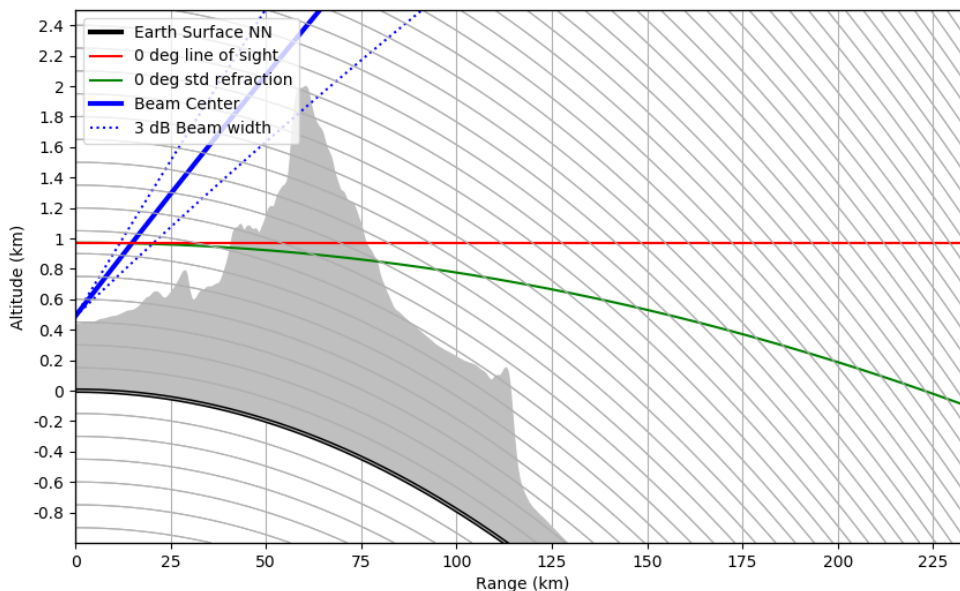


Figura 3.17: Efecto de la curvatura terrestre en la propagación de las ondas emitidas por el RMA1 a una elevación de $0,77^\circ$. Se superpone la silueta de las Sierras de Córdoba (Córdoba, Argentina) para dicho acimut.

Los posibles efectos sobre la estimación de precipitación pueden ser varios [Fattorelli y col., 1999].

Se producirán subestimaciones cuando, por ejemplo, se produzcan condensaciones o precipitaciones de bajo nivel no detectables, mientras que la precipitación será sobreestimada cuando se produzcan fenómenos de evaporación. Además, debido a que las mediciones de radar pueden realizarse a considerable altura sobre el nivel del suelo, pueden generarse desplazamientos en el volumen de lluvia, es decir la precipitación puede efectivamente caer en una región distinta a la supuesta, lo que es particularmente cierto para el caso de precipitaciones sólidas como la nieve. Los métodos diseñados para corregir errores dependientes del rango, como es el caso de la curvatura de la Tierra, se basan generalmente en la reconstrucción del perfil vertical de reflectividad de la tormenta. Estos métodos son analizados en la sección 3.3.2.2.7.

3.3.2.2.5 Ensanchamiento y Llenado No Uniforme del Haz

Ensanchamiento del Haz

El ancho del lóbulo principal del patrón de radiación de la antena (denominado típicamente como ancho del haz) se define por la apertura angular donde la potencia del haz se reduce a la mitad. Típicamente los radares meteorológicos para uso operacional son diseñados con anchos de haz de 1° (ej.: WSR-88D, RMA, etc.) o menores (ej.: el TDWR ubicado en buena parte de los aeropuertos comerciales de EE.UU. tiene un ancho de haz de 0,5°).

La Figura 3.18 ilustra el aumento del volumen del haz con el rango, efecto conocido como ensanchamiento del haz, “beam broadening” o “beam spreading” (los últimos dos términos se corresponden con las terminologías en inglés de las palabras ensanchamiento y dispersión). La altura del haz respecto a la superficie de la Tierra también aumenta con el rango, por lo que la combinación de estos efectos alteran progresivamente la ubicación, forma y volumen de las celdas de radar.

El ensanchamiento de las celdas de radar con el rango incrementan el volumen atmosférico de las mismas, por lo que las estimaciones de precipitación se realizan sobre volúmenes progresivamente mayores. En presencia de ecos no homogéneos, como ocurre en sistemas convectivos, este efecto puede llevar a subestimar precipitaciones intensas de núcleos de tormentas y sobrestimar precipitaciones areales en regiones lejanas. Por ejemplo, si se tuviesen dos tormentas idénticas una ubicada a 50 km y la otra a 100 km del radar, ver ilustración de la Figura 3.18, la primera parecería más intensa ya que, si bien la energía recibida en ambos casos debería ser equivalente al realizarse una compensación por distancia, la reflectividad es calculada utilizando un volumen de integración más pequeño. En ciertas ocasiones puede visualizarse como una formación continua de núcleos convectivos se dividen al acercarse al radar pero, en realidad, puede que nunca hayan sido continuos sino un efecto de la resolución espacial y del llenado no uniforme del haz a grandes distancias. El efecto de suavizado que se produce en la representación del Perfil Vertical de Reflectividad (VPR, por sus siglas en Inglés "Vertical Profile Reflectivity") a partir de mediciones volumétricas de radar (ver sección 3.3.2.2.7) es un ejemplo combinado del ensanchamiento, aumento de la altura y llenado no uniforme del haz con el rango.

Llenado No Uniforme del Haz

Al sensar tormentas convectivas a mediana o larga distancia se suelen encontrar volúmenes de resolución compuestos por gradientes de distintos tipos de precipitación. La Figura 3.19a ilustra el caso donde una celda de radar está compuesta mayoritariamente por granizo y/o graupel en su parte superior y por gotas líquidas en su parte inferior. Este tipo de distribución no uniforme de hidrometeoros dentro de las celdas de radar suele denominarse Llenado No Uniforme del Haz (NBF, por sus siglas en Inglés "Non-Uniform Beam Filling").

Cuando el haz del radar atraviesa zonas de precipitación con volúmenes de resolución compuestos por hidrometeoros uniformemente distribuidos, los valores de ϕ_{dp} suelen aumentar progresivamente con el rango. Sin embargo, en casos de NBF se encuentra un significativo gradiente de valores de ϕ_{dp}



Figura 3.18: Ejemplo del efecto ensanchamiento del haz. Dos tormentas idénticas son registradas con distinta intensidad al ser sensadas con volúmenes de resolución distintos. Imagen extraída de National Weather Service, 2019a.

dentro del volumen de resolución, el cual es propagado a lo largo del rango. Recordemos que ϕ_{dp} es afectado principalmente por el contenido de agua líquida, por lo que tendrá menores valores en las zonas con mayor presencia de granizo y mayores en la zona donde predomina el agua líquida. La Figura 3.19b representa las posibles variaciones que podría tener ϕ_{dp} dentro de volúmenes de resolución con NBF [Branch, 2011].

La magnitud de ρ_{hv} está muy relacionada con la distribución de la fase diferencial dentro del volumen de resolución del radar, por lo que la presencia de importantes gradientes de ϕ_{dp} suele causar notables decrecimientos de ρ_{hv} y errores estadísticos mayores en las mediciones de todas las variables polarimétricas [A. V. Ryzhkov, 2006].

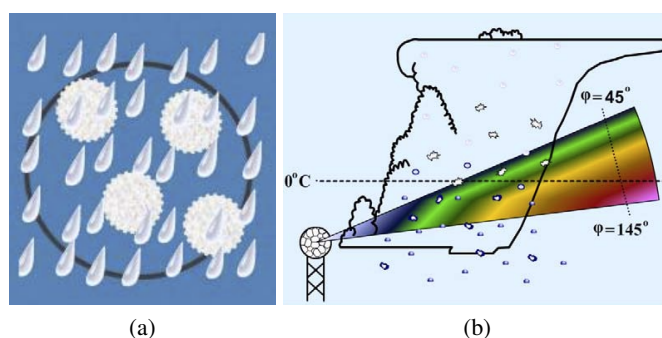


Figura 3.19: (a) Mezcla no uniforme de hidrometeoros dentro de un volumen de resolución. (b) Colores representan la variación vertical de ϕ_{dp} sobre el haz de radar. Imagen extraída de Branch, 2011.

La Figura 3.20 muestra el efecto de llenado no uniforme del haz en un caso de tormenta convectiva. La Figura 3.20a, muestra PPIs de Z y ρ_{hv} de una supercelda próxima al radar. Se observa una disminución de ρ_{hv} dentro del núcleo de la tormenta, acorde a lo esperado cuando se sensa una mezcla uniformemente distribuida de agua y granizo. En la Figura 3.20b, la supercelda se ha alejado del radar. Observar las franjas radiales de bajo ρ_{hv} que se originan desde el núcleo de la tormenta.

Las significativas perturbaciones en el perfil radial de la fase diferencial ϕ_{dp} producto del NBF ha sido estudiado por diversos autores [Alexander Ryzhkov y D. Zrnice, 1998] [Gosset, 2004]. Tales perturbaciones de ϕ_{dp} resultan en valores erróneos de su derivada radial, la fase diferencial específica K_{dp} , y por lo tanto sesgos importantes en la estimación de lluvia utilizando estimadores polarimétricos. K_{dp} adquiere valores negativos en las regiones con precipitaciones afectadas fuertemente por llenado no uniforme del haz y el efecto se acentúa aún más a medida que el tamaño de las celdas del radar se incrementan con el rango.

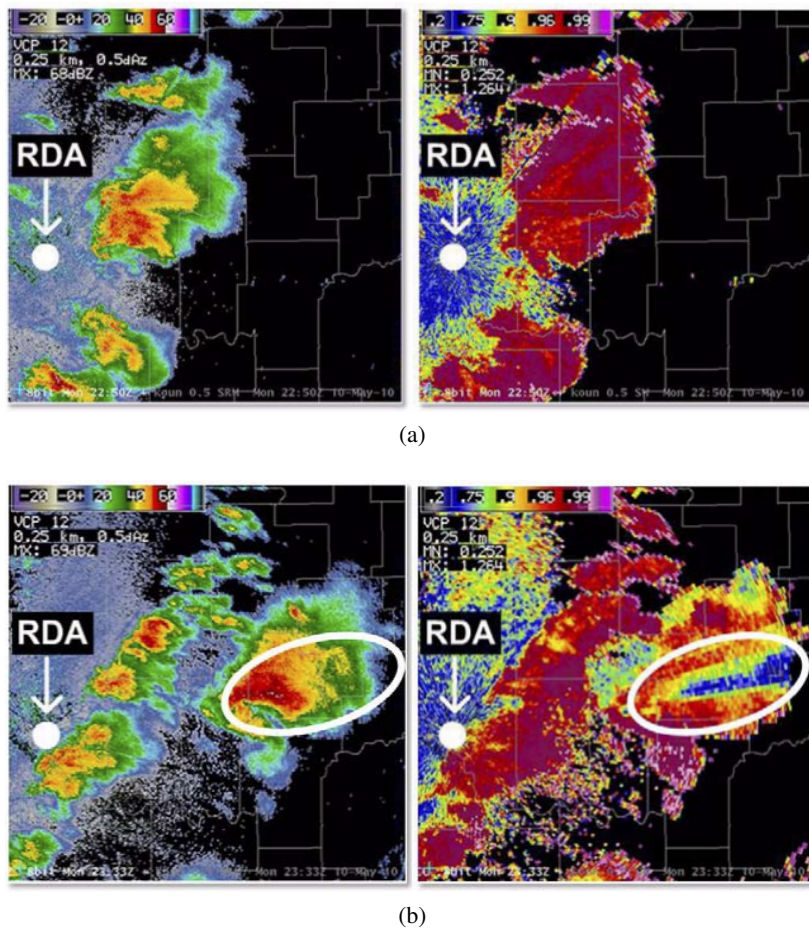


Figura 3.20: (a) PPIs de Z y ρ_{hv} de una tormenta próxima al radar. (b) PPIs de Z y ρ_{hv} de la misma tormenta del caso a) pero en un instante posterior, donde el núcleo de la misma se ha alejado del radar. Notar el fuerte decaimiento de ρ_{hv} en algunos radiales producto del efecto de llenado no uniforme del haz. Imagen extraída de Branch, 2011.

3.3.2.2.6 Banda Brillante

Cuando un radar recibe ecos de un volumen de precipitación que está sobre o cerca de la capa de congelamiento en la atmósfera, es común observar una intensificación de los ecos desde un cierto nivel hasta la capa de congelamiento o muy próxima a esta. Este fenómeno fue observado por primera vez durante la segunda guerra mundial y desde entonces ha sido estudiado por distintos autores [Austin y Bemis, 1950].

El mismo está relacionado con el derretimiento de los hidrometeoros sólidos, ubicados en las partes superiores de las tormentas, una vez que descienden por debajo de la capa de congelamiento. Teniendo en cuenta que los hidrometeoros sólidos son típicamente más grandes que las gotas precipitantes, la película de agua que se forma sobre éstos cuando comienzan a derretirse generan una importante retrodispersión en dicha región y provocan, en consecuencia, un incremento considerable del Z medido por el radar. Este último efecto es la razón por la cual la zona en cuestión es denominada comúnmente como 'banda brillante'. En la Figura 3.21 se esquematiza una serie de barridos sobre una nube estratiforme precipitante y se identifica la zona correspondiente a la banda brillante. En un PPI dicha zona se puede observar como un anillo brillante alrededor del radar, tal como puede verse en la Figura 3.22.

El espesor de la banda brillante depende del tiempo que se demoran las partículas de hielo o las

agregaciones de nieve en derretirse, lo cual está relacionado a la estructura térmica de la atmósfera por debajo del nivel de la capa de congelamiento. En temporadas frías, por ejemplo, pueden existir capas isotérmicas profundas próximas a 0° que ralentizan el proceso de derretimiento, alargando en consecuencia la zona mixta donde se encuentran hidrometeoros sólidos, líquidos y sólidos en derretimiento. En otros casos esta zona está comprimida en rangos verticales muchos más estrechos.



Figura 3.21: Ejemplo de un barrido de radar en presencia de una nube estratiforme precipitante. Se ilustra la estructura de la tormenta y la ubicación de la banda brillante. Gráfica extraída de Jonathan J Gourley y Hong, 2014.

Diversos autores han trabajado sobre el *modelado de la banda brillante*, proponiendo desde modelos muy completos [Willis y Heymsfield, 1989] [Szyrmer e Isztar Zawadzki, 1999] [Fabry y Szyrmer, 1999] [Zawadzki y col., 2005] a aproximaciones simples [Hardaker, Holt y Collier, 1995] [Boudevillain y Hervé Andrieu, 2003]. Los procesos microfísicos que contribuyen a las propiedades del VPR pueden ayudar en la identificación de éste [Kirstetter, Hervé Andrieu, Boudevillain y col., 2013]. En efecto, estudios recientes describen mecanismos de identificación de la banda brillante utilizando radares operacionales [Jonathan J Gourley y Calvert, 2003] [J. Zhang y Qi, 2010].

Efectos en la Estimación de Precipitación

La banda brillante genera una severa sobreestimación en el Z medido por el radar, pudiendo llegar a estimarse precipitaciones 5 o 6 veces superiores a las efectivamente registradas en superficie. Este es un problema importante en latitudes medias con presencia de lluvias frontales de invierno, donde la banda brillante se encuentra en promedio a una altura sobre la superficie de solo 1 km. La banda brillante presenta típicamente espesores cercanos a los 300 m y se sitúa a pocos cientos de metros debajo del nivel de 0°C [Fattorelli y col., 1999].

En altitudes superiores a la banda brillante se produce el efecto contrario, Z decrece fuertemente con la altura. Típicamente se asume que el radar medirá precipitaciones líquidas y por lo tanto los algoritmos de procesamiento de señales son configurados con las propiedades dieléctricas del agua. Para el mismo contenido equivalente de agua, el Z medido en regiones con partículas de hielo es menor que el registrado en regiones con agua líquida. Es por esto que las mediciones realizadas sobre la banda brillante subestiman la precipitación real en superficie. Collier, 1986 realizaron un exhaustivo trabajo sobre los efectos de la banda brillante en los errores de QPE.

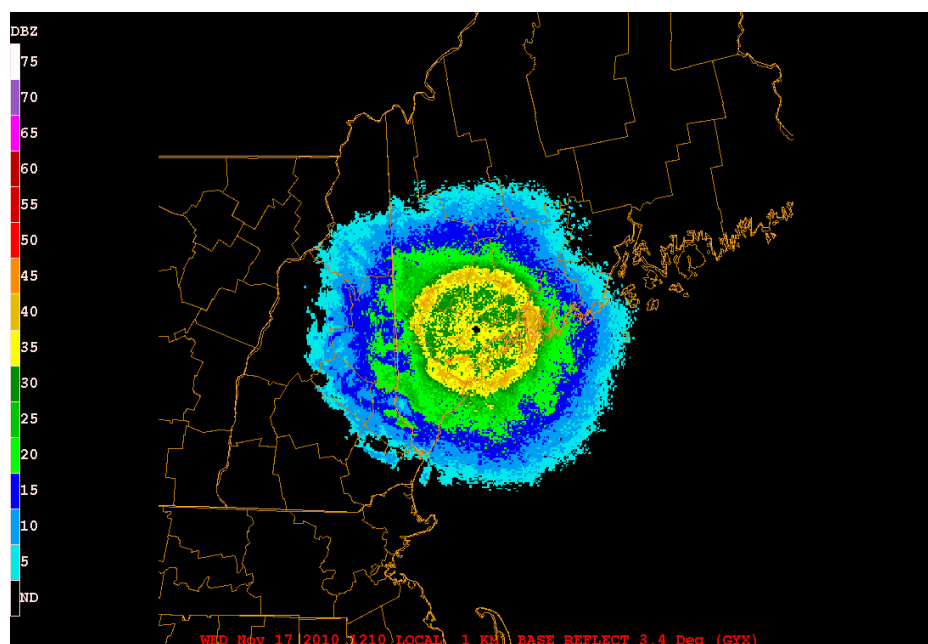


Figura 3.22: PPI de una formación tormentosa, registrado por un radar WSR-88D ubicado Portland, EE.UU. el día 17/11/2010. La banda brillante se observa coloreada en tonalidades amarillas en el centro de la imagen. Gráfica extraída de ERAU, 2019a.

3.3.2.2.7 Variaciones Verticales de Z

El Z muestreado en altura con radares meteorológicos, como se ha visto, no siempre es representativo de la precipitación superficial. Además de los efectos introducidos por la banda brillante, el ensanchamiento y el llenado parcial del haz, Z varía con la altura debido a diversos procesos microfísicos de fusión, agregación, colisión, coalescencia, evaporación, ruptura, cambios de fase de las partículas de agua (estado líquido - estado sólido) y corrientes verticales ascendentes/descendentes, entre otros. Estos factores constituyen las principales fuentes de error de QPE.

Las variaciones verticales de Z en la atmósfera generalmente se representan mediante el VPR, definido a través de una función que describe las variaciones medias en un dominio geográfico en relación a un determinado nivel de referencia [Kirstetter, Hervé Andrieu, Boudevillain y col., 2013].

Representación del Perfil Vertical de Reflectividad (VPR)

Diversos métodos se han propuesto para representar el perfil vertical de reflectividad. Las ventajas y desventajas de cada método han sido estudiados en trabajos previos incluyendo a Joss y Lee, 1995; Vignal y Witold F Krajewski, 2001 y Germann y Joss, 2002. Un resumen extendido de éstos puede encontrarse en J. Zhang y Qi, 2010. Los distintos métodos son generalmente clasificados en las siguientes 3 categorías [Kirstetter, Hervé Andrieu, Boudevillain y col., 2013]:

1. Estimación Directa del VPR: se realiza a partir de una serie de barridos de Z [Germann y Joss, 2002].
2. Identificación Numérica del VPR: se realiza a partir de la comparación de los datos de radar a diferentes rangos y altitudes [Hervé Andrieu y Jean Dominique Creutin, 1995a] [Hervé Andrieu y Jean Dominique Creutin, 1995b] [Vignal, Hervé Andrieu y J Dominique Creutin, 1999] [Borga y col., 2002] [Seo y col., 2000] [Kirstetter, Hervé Andrieu, Delrieu y col., 2010].
3. Síntesis del VPR: se realiza en base a distintos parámetros [Smyth y A. Illingworth, 1998] [Tabary, 2007] [Matrosov, Clark y Kingsmill, 2007] [Kirstetter, Hervé Andrieu, Boudevillain y col., 2013].

De la primera categoría se pueden distinguir a su vez dos variantes: los *VPR climáticos* y los *VPR de escaneo volumétrico medio*. Los VPR climáticos son obtenidos de observaciones de radar promediando sobre cierta región y sobre largos períodos de tiempo (ej. días o años). Estos VPR no representan variaciones temporales y espaciales de la estructura vertical de la precipitación. Son usados cuando otros VPR de tiempo real o de menores escalas temporales no se encuentran disponibles. Los métodos de “escaneo volumétrico medio”, por otro lado, son obtenidos de múltiples barridos de uno o varios volúmenes. Estos pueden capturar mejor las variaciones de la estructura vertical de la precipitación comparados con los VPR climáticos, y son más ampliamente usados, en especial para usos operativos (ej: Joss y Lee, 1995 y Germann y Joss, 2002).

Los métodos de la segunda categoría se basan en la técnica de estimación inversa propuesta originalmente por Hervé Andrieu y Jean Dominique Creutin, 1995a para filtrar los efectos de muestreo del radar (ej.: ensanchamiento del haz en función del rango) y recuperar un VPR promedio a partir de dos barridos para todo el dominio del radar. Este esquema fue luego generalizado por Vignal, Hervé Andrieu y J Dominique Creutin, 1999 para recuperar VPRs locales sobre pequeñas áreas de $20 \times 20 \text{ km}^2$ usando múltiples ángulos de elevación. Evaluaciones realizadas sobre el método mostraron mejores rendimientos en la estimación de precipitación que al utilizar VPRs de escaneo volumétrico medio. Vignal, Galli y col., 2000, en particular, mostraron que utilizando el método VPR de escaneo volumétrico medio se pudo reducir el error fraccional estándar del 41 % para datos no corregidos al 25 %, una vez aplicadas las correcciones pertinentes sobre los datos; y al utilizarse métodos VPR locales el error bajó hasta 23 %. Vignal y Witold F Krajewski, 2001 encontraron resultados similares respecto al rendimiento de ambos métodos, teniendo el VPR local resultados consistentemente mejores con similares costos de implementación [J. Zhang y Qi, 2010].

Los modelos de síntesis con un número reducido de parámetros son útiles en terrenos complejos donde los VPR basados en observaciones tienen una cobertura vertical limitada. Estos son computacionalmente eficientes y fáciles de implementar [J. Zhang y Qi, 2010]. El modelo VPR ilustrado en la Figura 3.23, por ejemplo, describe la variabilidad vertical de la reflectividad en tormentas estratiformes usando los siguientes parámetros: (1) Profundidad de la capa de derretimiento, (2) Altura del pico de la banda brillante, (3) Valor del pico de la banda brillante, (4) Decrecimiento en la reflectividad desde la altura del pico de la banda brillante a la altura del tope de nube, (5) Altura de tope de nube. Los parámetros pueden ser estimados usando volúmenes de radar, datos climatológicos de radares, modelos de predicción numérica o datos de radiosondeos [Jonathan J Gourley y Hong, 2014].

Las correcciones basadas en VPR son realizadas para reducir los errores sistemáticos generados por los efectos del rango en la propagación de las ondas de radar (variación de Z con la altura, banda brillante, ensanchamiento del haz). Los errores aleatorios, por otro lado, dependen de las imprecisiones en la representación de los VPR. Hay muchos fenómenos meteorológicos donde el VPR varía en espacio y tiempo, generando incertezas en su representación. Diversos estudios mostraron que son posibles variaciones en la altitud de la banda brillante en, por ejemplo, 2 km en un lapso de 6 h; variaciones espaciales significativas en situaciones con fuertes gradientes de temperatura, como en proximidades a frentes fríos y variaciones espaciales debido a efectos orográficos. En conclusión los métodos de corrección VPR son útiles para reducir los sesgos asociados al rango y, en particular, muy recomendables en tormentas de tipo estratiformes. En tormentas convectivas las correcciones son más leves y en muchos casos pueden ser opacadas por otras incertidumbres, como los errores en los estimadores de precipitación [Jonathan J Gourley y Hong, 2014].

3.3.2.2.8 Corrientes de Viento Horizontales y Verticales

El viento en la zona de medición es otro de los componentes importantes a tener en cuenta a la hora de realizar QPE. Los errores pueden generarse por cortantes de viento horizontales, corrientes ascendentes/descendentes o una combinación de las mismas.

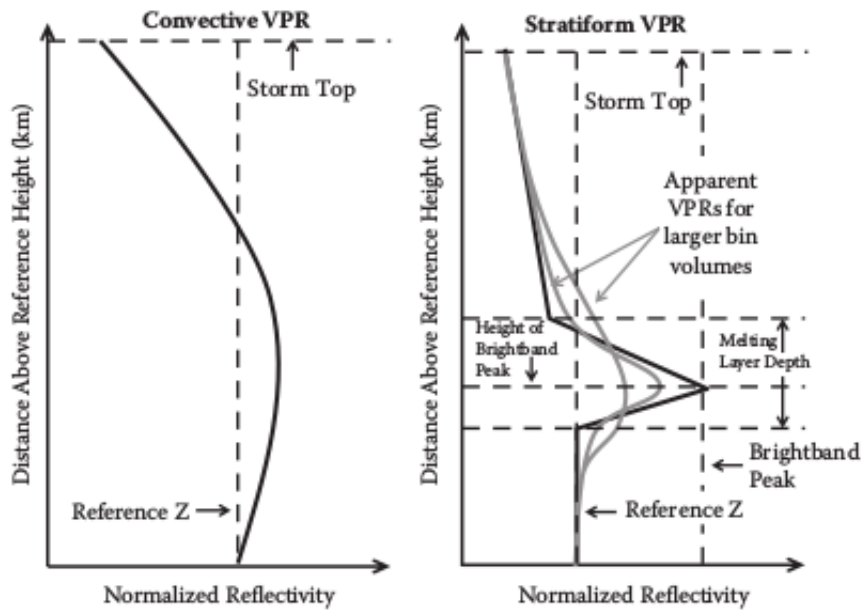


Figura 3.23: Modelos de perfil vertical de reflectividad para tormentas estratiformes y convectivas caracterizados por unos pocos parámetros. Las curvas grises corresponden a VPR reconstruidos a partir de mediciones volumétricas registrados en rangos lejanos del radar. En esta se ilustra el efecto de suavizado que produce el ensanchamiento del haz. Gráfica extraída de Jonathan J Gourley y Hong, 2014.

Las corrientes convectivas ascendentes y descendentes producen flujos masivos de hidrometeoros que difieren de aquellos asumidos al tenerse en cuenta velocidades de caídas en aire estanco [Battan, 1976]. Austin, 1987 encontraron que Z medido en presencia de ráfagas descendentes puede llegar a ser de 4 a 5 dB menor respecto a la tasa de precipitación observada en superficie. Las relaciones simples de Z - R de la forma $Z = a R^b$ (ver sección 3.3.3.1.1) son significativamente alteradas en tormentas convectivas por efectos de convección [Nikolai Dotzek y Thorsten Fehr, 2003]. Recordando la Ecuación (3.5):

$$R = 0,6\pi \cdot 10^{-3} \int_0^{\infty} v(D) D^3 N(D) dD; [mmh^{-1}] \quad (3.5)$$

se puede ver que “ R ” no solo está sujeto a variaciones en el espectro del número de partículas $N(D)$, sino que también es fuertemente dependiente de la velocidad efectiva de sedimentación [Nikolai Dotzek y Beheng, 2001]:

$$v(D, v, \rho) = v + v_t(D, \rho) = v + f(\rho) v_{t,00}(D) \quad (3.17)$$

donde “ v ” es la velocidad vertical del aire, “ $v_{t,00}(D)$ ” es la velocidad terminal de caída de los hidrometeoros calculada a nivel del mar, y los efectos de la densidad del aire ρ son contemplados por “ $f(\rho)$ ”. Por lo tanto, además de la distribución de gotas en la tormenta, las variaciones en R pueden producirse por corrientes ascendentes y descendentes, y secundariamente por la estratificación de la densidad del aire desde su valor a nivel del mar ρ_{00} a valores menores, a medida que aumenta la altura.

Efectos de la Densidad del Aire Las densidades menores del aire (ρ), encontradas a medida que nos alejamos de la superficie del mar, incrementan R debido a que la velocidad de caída de los hidrometeoros depende de ρ . Esto se debe a que densidades menores del aire reducen la fuerza de

fricción de los hidrometeoros permitiendo una caída más rápida [Foote y Du Toit, 1969]. Dotzek, J. Gourley y Fehr, 2002 mostraron que aunque es un efecto secundario en el perfil de la tasa de precipitación, puede introducir errores significativos en la estimación cuantitativa de precipitación en rangos alejados, sin embargo, los autores desarrollaron un método para mitigar considerablemente dicho efecto [Nikolai Dotzek y Thorsten Fehr, 2003].

Efectos de las Corrientes Ascendentes/Descendentes Las corrientes descendentes aumentan la tasa de precipitación, mientras que las corrientes ascendentes disminuyen la misma. En el límite, donde las corrientes ascendentes son más intensas que la velocidad de caída de los hidrometeoros, R puede volverse negativa, incluso para hidrometeoros arbitrariamente grandes. Como señalaron Nikolai Dotzek y Beheng, 2001 y otros investigadores, este efecto hace que la aplicación de las relaciones convencionales de $Z - R$ (ver sección 3.3.3.1.1) para nubes convectivas sea difícil o incluso cuestionable [Nikolai Dotzek y Thorsten Fehr, 2003].

Efectos de las Corrientes Horizontales La convección profunda y húmeda puede inducir también componentes horizontales de viento, por lo que es común que se produzcan superposiciones de flujos horizontales con fuertes ráfagas ascendentes, tal como se esquematiza en la Figura 3.24. Para una celda de precipitación en desarrollo, sin lluvia aún en superficie, las mediciones de radar estimarían erróneamente tanto la tasa de precipitación como la precipitación acumulada. La lluvia llegaría al suelo desfasada en tiempo y desplazada geográficamente, debido a la combinación de convección y transporte por el perfil horizontal medio del viento. Aunque es un efecto menor cuando las mediciones de radar son realizadas en grandes áreas con orografía homogénea, las ráfagas horizontales pueden tener un efecto importante en terrenos complejos donde cuencas de ríos vecinos se encuentren muy próximas entre sí. Estos efectos pueden ser significativos, incluso, en casos de tormentas estratiformes [Nikolai Dotzek y Thorsten Fehr, 2003].

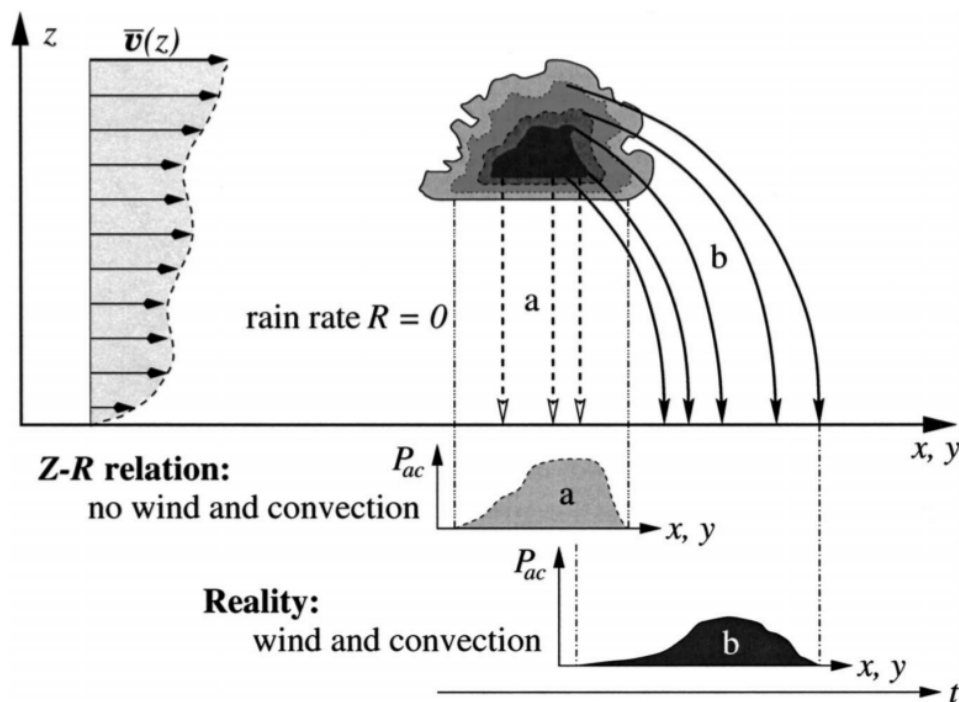


Figura 3.24: Vista conceptual de la estimación de precipitación en altura a partir de mediciones de radar y su correspondencia en superficie, con y sin componentes horizontales del viento. Gráfica extraída de Nikolai Dotzek y Thorsten Fehr, 2003.

3.3.2.2.9 Granizo y Nieve

La presencia de partículas sólidas (ej.: graupel, granizo o nieve) pueden afectar el valor de Z medido, generando una sobre o subestimación de la tasa de precipitación. La subestimación de QPE en radares operativos se produce cuando se miden únicamente partículas sólidas. En estos casos Z disminuye como consecuencia del uso de un factor dieléctrico erróneo. Típicamente, los radares operativos implementan sus algoritmos de cálculo de Z utilizando el factor dieléctrico del agua en estado líquido, siendo que en este caso correspondería utilizar el factor dieléctrico del agua en estado sólido [Jonathan J Gourley, Jorgensen y col., 2009].

La sobreestimación de QPE debido a la presencia de partículas sólidas fue analizado en detalle en la sección 3.3.2.2.6. En esta se describe el efecto generado por las partículas sólidas en proceso de derretimiento localizadas dentro de la banda brillante del radar.

Los algoritmos de QPE modernos más complejos seleccionan o ajustan las relaciones de estimación de precipitación en base a una identificación previa de hidrometeoros (ver sección 3.3.3.1.4) con el objetivo de mitigar los errores introducidos por las partículas sólidas y, por lo tanto, reducir el grado de incerteza del proceso de estimación de precipitación.

3.3.2.2.10 Evaporación

La evaporación de lluvia precipitante es un fenómeno común en ciertas regiones. Ludlam, 1980 indicaron que en regiones continentales semiáridas y desérticas, donde la base de nubes cumulus se encuentra cerca de los 4 km sobre el nivel de la superficie, se ve frecuentemente como lluvia precipitante es evaporada completamente antes de alcanzar el suelo. Rosenfeld y Mintz, 1988 analizaron cerca de 3000 tormentas en la región central de Sudáfrica registradas durante el verano de 1984 a 1985. Utilizando un VCP con tasa de refresco de 5 minutos y un estimador simple, calcularon la precipitación en la base de la nube y a niveles inferiores de altura. También, calcularon la altura máxima de la celda convectiva durante su tiempo de vida y determinaron la temperatura a dicha altura utilizando radiosondeos locales. Con estos datos, definieron la fracción “E” de lluvia evaporada como:

$$E = 1 - \frac{P}{P_b} \quad (3.18)$$

donde “P” es la integral de la tasa de lluvia (R) sobre el área y tiempo de vida de la tormenta. “E” no incluye evaporaciones por arriba del nivel de la base de la nube. Suponiendo que una precipitación leve, constituida principalmente de gotas pequeñas, se evaporaría después de una distancia corta de caída y que las precipitaciones intensas, constituidas por gotas más grandes, tendrían una distancia de caída mayor hasta evaporar la misma cantidad fraccional, el autor dividió a las tormentas en 6 subgrupos en función de la máxima reflectividad registrada durante el ciclo de vida de las mismas. Los resultados obtenidos muestran que el 50% de la lluvia se evaporó a una distancia de 1 km y el 100% se terminó evaporando a una distancia de 1,6 km, respecto a la base de la nube, para tormentas con intensidades máximas leves (1 mm h^{-1}) durante cortos períodos de su ciclo de vida. Con intensidades de lluvia medias (10 mm h^{-1}), cerca del 25% fue evaporado en 1 km y 50% a 1,6 km. En lluvias muy intensas (80 mm h^{-1}), cerca del 15% se evaporó en 1 km y 30% a 1,6 km.

La Figura 3.25 resume los resultados mencionados. En esta “ P/P_b ” es la fracción de lluvia sin evaporarse, “F” la distancia de caída por abajo del nivel de la base de la nube [km], y “ Z_b ” el valor máximo de Z medido en la base de la nube durante el ciclo de vida de la tormenta [dBZ]. Las líneas punteadas denotan los valores medios de “ Z_b ” de los 6 grupos discriminados. “ R_b ” es la tasa de precipitación máxima estimada para la base de la nube durante el ciclo de vida de la tormenta [mm h^{-1}], obtenidos con Z_b y un estimador simple Z-R; “ \bar{R}_b ” es la intensidad de lluvia en la base de la nube promediada por el área de la celda convectiva durante el ciclo de vida de la tormenta; “ H_t ” es la altura máxima [km] de la celda convectiva durante su ciclo de vida y “ T_t ” es la temperatura [$^{\circ}\text{C}$] correspondiente a “ H_t ”

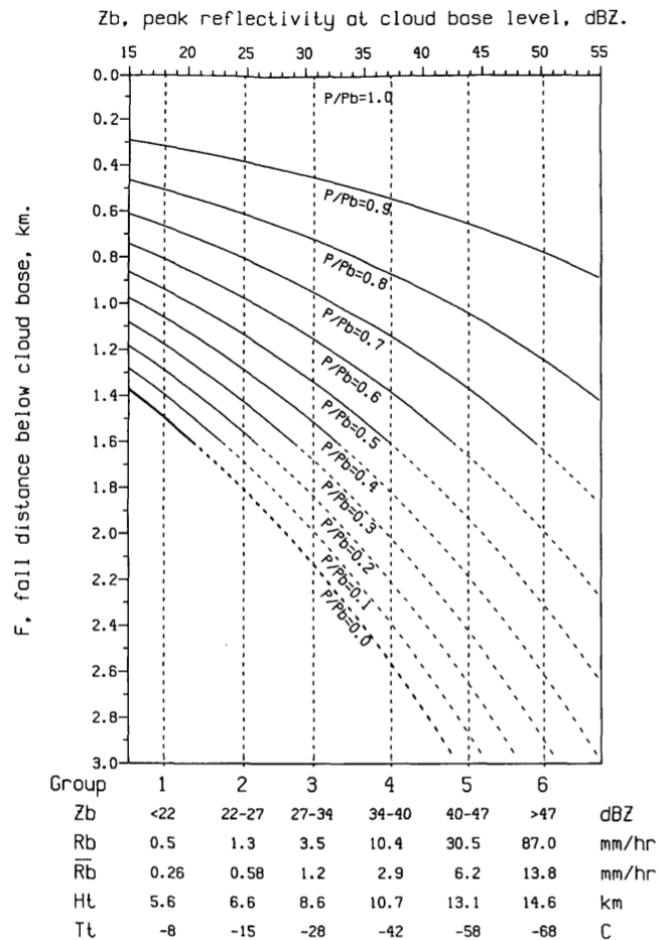


Figura 3.25: Resultado del análisis del efecto de evaporación en cerca de 3000 tormentas convectivas registradas en la región central de Sudáfrica durante el verano de 1984 a 1985. Gráfica extraída de Rosenfeld y Mintz, 1988.

3.3.2.3 Identificación de Hidrometeoros

La Identificación de Hidrometeoros (HID, por sus siglas en Inglés "Hydrometeor Identification"), tal como se verá en el apartado 3.3.3.1.4, es utilizada por distintos estimadores sintéticos para seleccionar el mejor estimador simple o polarimétrico en función de la composición de hidrometeoros estimada para las distintas celdas de radar.

La clasificación de hidrometeoros se basa generalmente en las características distintivas de dispersión de las partículas suspendidas en la atmósfera. Típicamente, las gotas de lluvia se pueden mezclar con graupel, granizo y muchos otros dispersores de orígenes no meteorológicos (ej.: aves, insectos, polvo en suspensión, cenizas, etc.) que contribuyen al eco medido por el radar [Jonathan J Gourley y Hong, 2014].

Las características de dispersión de estas partículas pueden diferir significativamente. Por ejemplo, el Z_h de partículas sólidas, como se ha visto, es mucho menor que el Z_h de gotas de lluvia con el mismo contenido de agua, mientras que la nieve y el granizo en derretimiento tienen un Z_h mayor que su contraparte en fase líquida. Los dispersores con formas aproximadamente esféricas (ej.: gotas de lluvia pequeñas) o que se comportan como tales a los fines de las mediciones de radar (ej.: granizo seco pequeño), por otro lado, presentan típicamente valores de Z_{dr} y K_{dp} cercanos a cero. Esto sugiere que es factible encontrar firmas polarimétricas que identifiquen distintos tipos de hidrometeoros

[Jonathan J Gourley y Hong, 2014]. La Tabla 3.3 resume rango de valores típicos de distintas variables polarimétricas de radares de banda S obtenidos a partir de mediciones de diferentes tormentas.

Categoría	Z_h (dBZ)	Z_{dr} (dB)	K_{dp} (°/km)	ρ_{hv}
Lluvia (leve, moderada o intensa)	5-55	0-5	0-3	0,98-1
Graupel	25-50	0-0,5	0-0,2	0,97-0,995
Granizo Seco	45-75	-1-1	-0,5-0,5	0,85-0,97
Granizo en Derretimiento	45-75	1-7	-0,5-1	0,75-0,95
Cristales de Hielo	<30	<4	-0,5-0,5	0,98-1
Agregaciones de Nieve Secas	<35	0-0,3	0-0,05	0,97-1
Agregaciones de Nieve Húmedas	<55	0,5-2,5	0-0,5	0,9-0,97
Clutter de Terreno	20-70	-4-2	Muy ruidoso	0,5-0,95
Dispersores Biológicos	5-20	0-12	Bajo y muy ruidoso	0,5-0,8

Tabla 3.3: Rango de valores típicos de variables polarimétricas en radares de banda S para diferentes ecos de radar. Datos extraídos de Jonathan J Gourley y Hong, 2014.

Existen tradicionalmente tres modelos conceptuales para la clasificación de hidrometeoros: supervisados, no supervisados y semisupervisados, los cuales a su vez son implementados siguiendo distintos enfoques. La Figura 3.26 muestra una generalización esquemática de estas 3 clases. Una revisión histórica de los distintos modelos puede encontrarse en Besic y col., 2016. Los modelos mayormente utilizados son los supervisados implementados con lógica difusa y los semisupervisados. En lo que resta de la sección se describen estos enfoques y se realiza un breve resumen de los 3 algoritmos más popularmente utilizados.

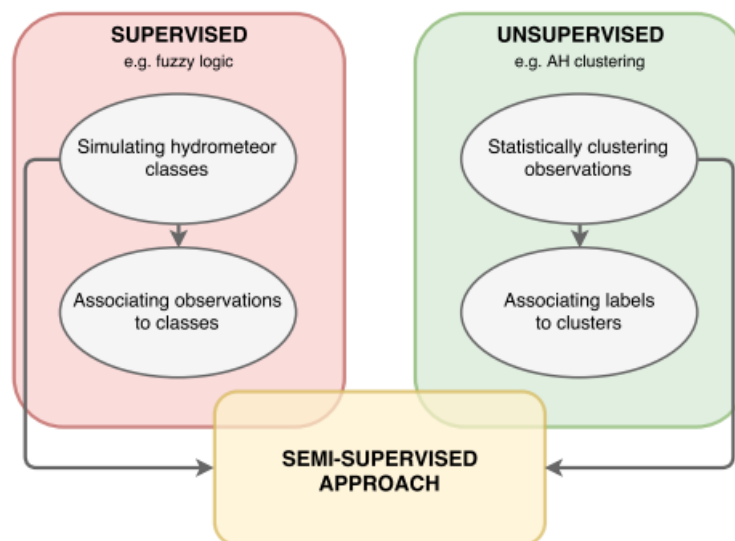


Figura 3.26: Generalización esquemática de los métodos de clasificación de hidrometeoros. Gráfica extraída de Besic y col., 2016.

Algoritmos Supervisados

Existen varias aproximaciones para la implementación de modelos supervisados: árbol de decisiones basado en lógica booleana, teoría bayesiana y lógica difusa. Esta última es la mayormente utilizada operativamente y la más encontrada en la literatura. Straka, Dusan S Zrnić y A. V. Ryzhkov,

2000 realizaron un exhaustivo estudio donde sintetizaron los resultados de numerosos trabajos de observación y modelado, relacionando variables polarimétricas con tipos de hidrometeoros. Liu y Chandrasekar, 2000, por su parte, mostraron que la técnica de lógica difusa puede ser utilizada exitosamente en la clasificación de hidrometeoros y distinguieron tres componentes principales:

1. Fuzzificación
2. Inferencia
3. Defuzzificación

Estos algoritmos se alimentan típicamente de distintas variables polarimétricas y de variables derivadas, como texturas o errores de medición de las variables polarimétricas, y clasifican los dispersores medidos en distintas categorías predeterminadas. Algunos algoritmos también incorporan variables adicionales como la velocidad doppler y el perfil vertical de temperatura, extraído e interpolado generalmente a partir de radiosondeos diarios locales, entre otras. Al incorporar información de múltiples variables, con asignación de diferentes pesos, la lógica difusa es menos susceptible a errores de clasificación debido al ruido de las variables medidas. La clave para el éxito de un algoritmo de este tipo reside en la designación de sus funciones de membresía. Las funciones de membresía utilizan información cualitativa y/o cuantitativa de observaciones, teoría o simulaciones. Describen el rango de valores que posee una variable para ayudar en la clasificación de los hidrometeoros. A continuación se describen los dos algoritmos principales que han sido desarrollados basados en lógica difusa.

HCS-CSU El Sistema de Clasificación de Hidrometeoros (HCS, por sus siglas en Inglés "Hydrometeor Classification System") fue desarrollado en la Colorado State University [EE.UU.] (CSU). Este fue propuesto inicialmente por Liu y Chandrasekar, 2000 y Lim y Chandrasekar, 2003, y posteriormente actualizado por Lim, Venkatachalam Chandrasekar y Viswanathan N Bringi, 2005. Además, el algoritmo ha sido adaptado y evaluado en radares de banda C [Baldini, Gorgucci y Chandrasekar, 2004] [Luca Baldini y col., 2005].

La primer versión de HCS utiliza 5 variables polarimétricas como entrada: Z , Z_{dr} , ϕ_{dp} , l_{dr} , ρ_{hv} y la altura como factor de entorno. La salida del sistema es uno de 10 posibles tipos de hidrometeoros: 1) Llovizna fina; 2) Lluvia; 3) Nieve de baja densidad y seca; 4) Cristales de alta densidad y secos; 5) Nieve húmeda y en derretimiento; 6) Graupel seco; 7) Graupel húmedo; 8) Pequeño granizo; 9) Granizo grande; y 10) Mezcla de lluvia y granizo. La clasificación de hidrometeoros es implementada utilizando un sistema de lógica difusa.

En la segunda versión del algoritmo se agregaron tres modificaciones importantes: detección de banda brillante, aplicación de modelo híbrido con factores de peso en la etapa de inferencia, y control de salida preliminar. El modelo híbrido propuesto para la etapa de inferencia combina el método aditivo (utilizado en el algoritmo HCA) y el método de producto (utilizado en la primer versión de HCS). En este se busca un compromiso entre las propiedades de control del método aditivo y del método de producto, balanceando esencialmente las métricas de probabilidad de error y la clasificación de falsos positivos. La inclusión de pesos por variable de acuerdo al tipo de hidrometeoro mejoró, también, la efectividad de clasificación. La importancia de las mediciones de radar pueden ser diferentes de acuerdo a los tipos de hidrometeoros, por ejemplo, en la identificación de lluvia Z y K_{dp} pueden ser más importantes que las otras variables. Por último, la identificación de la banda brillante se realiza utilizando el perfil vertical de Z y Z_{dr} y es utilizada para ajustar una serie de umbrales [Lim, Venkatachalam Chandrasekar y Viswanathan N Bringi, 2005]. La Figura 3.27 muestra la arquitectura detallada de esta segunda versión del algoritmo.

HCA-NSSL El Algoritmo de Clasificación de Hidrometeoros (HCA, por sus siglas en Inglés "Hydrometeor Classification Algorithm") fue desarrollado por el Laboratorio Nacional de Eventos Severos de EE.UU. (NSSL, por sus siglas en Inglés "National Severe Storm Laboratory") [Park y col., 2009].

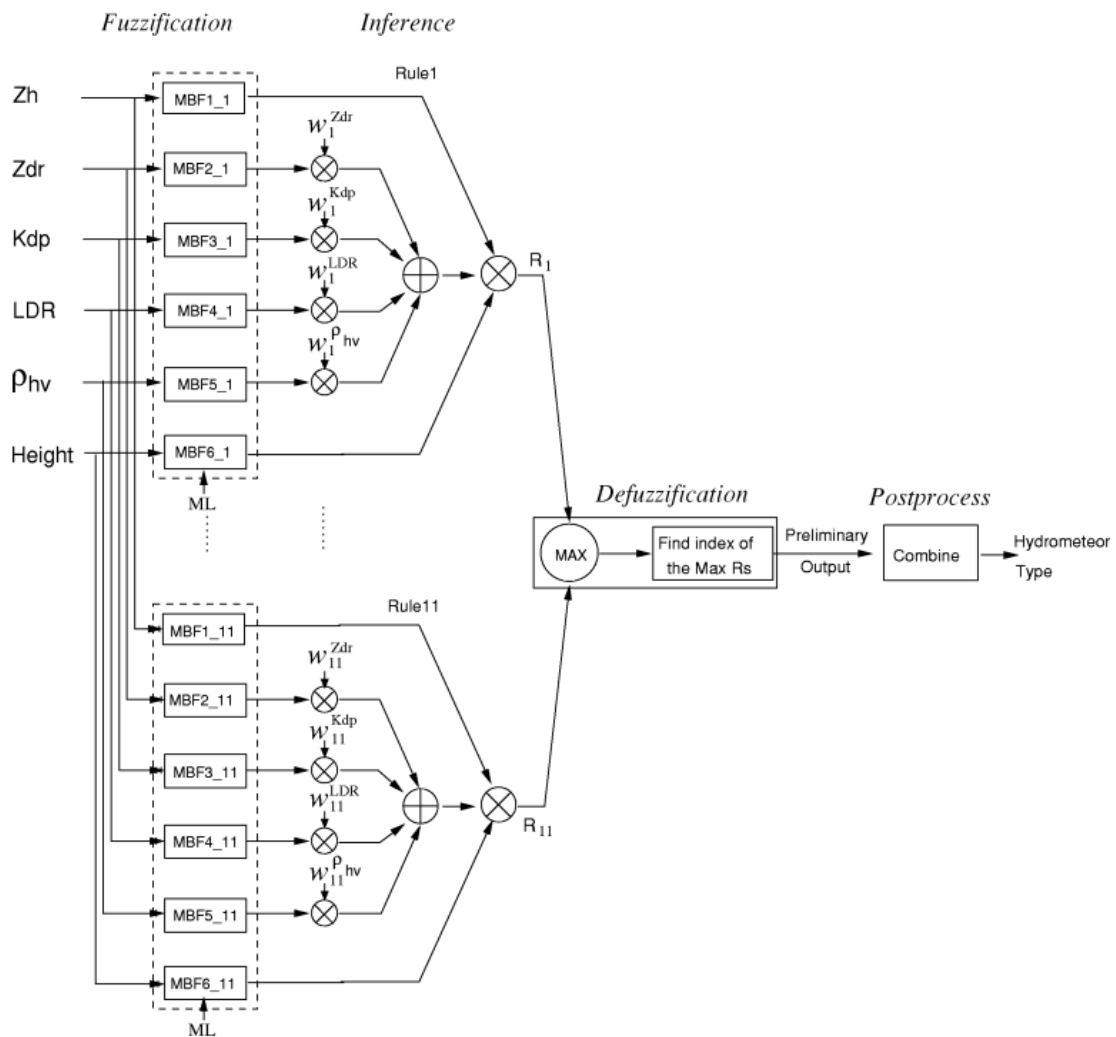


Figura 3.27: Arquitectura detallada de las tres etapas del HCS: fuzzificación, inferencia y defuzzificación. Gráfica extraída de Lim, Venkatachalam Chandrasekar y Viswanathan N Bringi, 2005.

Desarrollado originalmente para el radar polarimétrico WSR-88D, es actualmente el algoritmo operativo de NEXRAD. El algoritmo discrimina entre 10 clases diferentes de ecos de radar: 1) Clutter de terreno y propagaciones anómalas (GC/AP); 2) Dispersores biológicos (BS); 3) Agregaciones de nieve seca (DS); 4) Nieve húmeda (WS); 5) Cristales de varias orientaciones (CR); 6) Graupel (GR); 7) Gotas grandes (BD); 8) Lluvia leve y moderada (RA); 9) Lluvia intensa (HR); y 10) Mezcla de lluvia y granizo (RH); y se alimenta de 6 variables directas y derivadas: Z , Z_{dr} , K_{dp} , ρ_{hv} , $SD(Z)$ un parámetro de textura de Z , y $SD(\phi_{dp})$ un parámetro de textura de ϕ_{dp} . Los parámetros $SD(Z)$ y $SD(\phi_{dp})$ caracterizan la magnitud de las fluctuaciones de pequeña escala de Z y ϕ_{dp} a lo largo del radial. La estimación de $SD(Z)$ se obtiene promediando Z a lo largo del radial utilizando una ventana desplazante de 1 km, sustrayendo la estimación suavizada de Z de los valores originales, y calculando el valor cuadrático medio de los residuales. $SD(\phi_{dp})$ se calcula de forma similar pero utilizando una ventana de 2 km debido a las significativas fluctuaciones inherentes de ϕ_{dp} . Adicionalmente, la velocidad doppler es utilizada para discriminar entre granizo y GC/AP, aunque no es incluido en el conjunto de variables de entrada del clasificador de lógica difusa [Park y col., 2009].

Las características distintivas del algoritmo son la incorporación de una matriz de pesos, un vector de confianza, la detección de la banda brillante y de chequeos de continuidad en altura. El vector de

confianza caracteriza los posibles impactos de distintas fuentes de error en las mediciones de radar mientras que la matriz de pesos caracteriza el poder de clasificación de cada variable con respecto a las diferentes clases de ecos de radar. La Figura 3.28 muestra un ejemplo de aplicación del algoritmo HCA utilizando mediciones realizadas por un prototipo del radar WSR-88D localizado en Oklahoma, EE.UU.

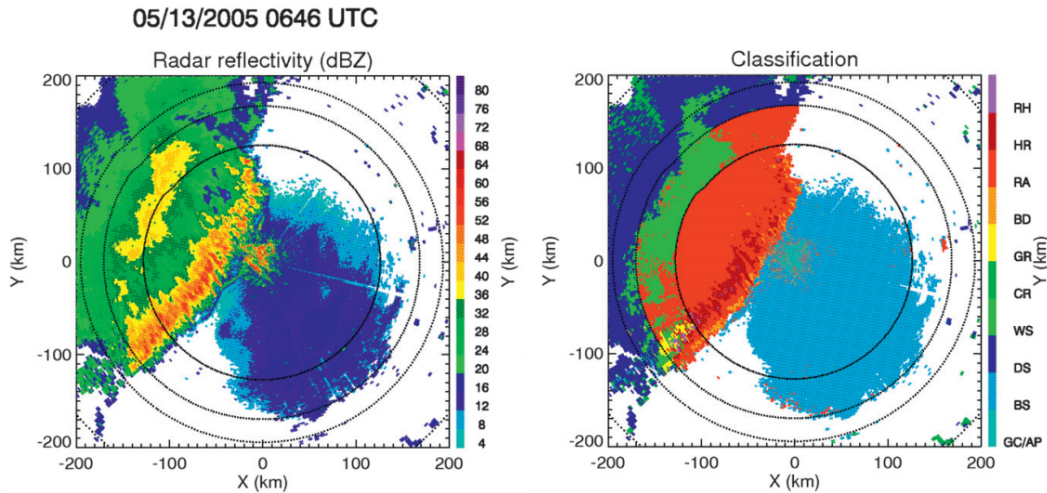


Figura 3.28: (Izq) PPI de Z_h (Der) Resultado de clasificación de Hidrometeoros del algoritmo HCA. PPIs correspondientes a una elevación de $0,43^\circ$ registrado por un prototipo del radar WSR-88D perteneciente a la NOAA/NSSL, el día 13 de mayo de 2005 en Oklahoma, EE.UU. Gráfica extraída de Park y col., 2009.

Semisupervisado

Si los algoritmos supervisados son alimentados con variables de entrada ruidosas, el resultado de la clasificación es también ruidoso. Esto se debe esencialmente a que la clasificación es realizada celda a celda sin tenerse en cuenta los valores de las celdas vecinas. En aplicaciones operacionales es deseable tener una salida más suave y clara para los usuarios finales [Bechini y Chandrasekar, 2015]. Los métodos semisupervisados típicamente combinan características de los métodos supervisados y no supervisados.

Método Robusto de Clasificación de Hidrometeoros Semisupervisado El Método Robusto de Clasificación de Hidrometeoros Semisupervisado fue desarrollado por Bechini y Chandrasekar, 2015. Las variables de entrada son: Z , Z_{dr} , K_{dp} y ρ_{hv} . El perfil vertical de temperatura de un radio sondeo cercano o modelado numérico también es considerado. Para la identificación de ecos no meteorológicos se utiliza la varianza espacial de Z_{dr} , la varianza espacial de la fase diferencial total y la velocidad doppler.

El método utiliza un enfoque dividido en varias etapas donde combina lógica difusa con análisis de clústers de hidrometeoros. El primer paso consiste en optimizar los datos mediante la incorporación de un perfil de temperatura generado a partir de fuentes auxiliares. A continuación se realiza un procesamiento de lógica difusa que produce una primer clasificación de hidrometeoros. Esta es utilizada para iniciar un análisis de clústers aplicando restricciones de contigüidad y penalización. Posteriormente, se identifican las regiones pobladas con celdas adyacentes asignadas a la misma clase de hidrometeoros. Finalmente, el conjunto de regiones detectadas pasa nuevamente por el algoritmo de lógica difusa para una clasificación final. La Figura 3.29 muestra un ejemplo de aplicación de dicho algoritmo de clasificación de hidrometeoros.

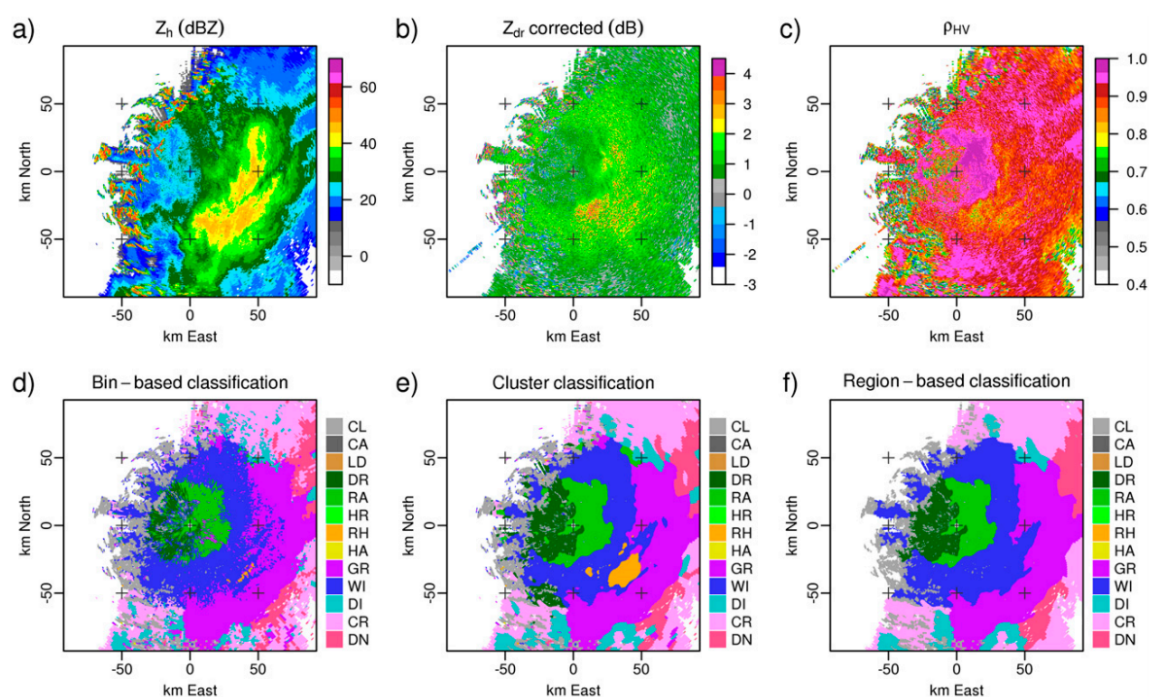


Figura 3.29: PPI correspondiente a una elevación de $1,28^\circ$ del radar polarimétrico de banda C Bric, el día 27 de abril de 2009 a la 01:30 UTC: (a) Z_h observada, (b) Z_{dr} corregido por atenuación, (c) ρ_{hv} , (d) clasificación de hidrometeoros basada en celdas, (e) Clasificación basada en clústers, y (f) Clasificación final basada en regiones. Gráfica extraída de Bechini y Chandrasekar, 2015.

3.3.2.4 Barridos Híbridos

Cuando los radares se encuentran en una región plana libre de orografía circundante, el cálculo de precipitación se realiza utilizando simplemente la elevación más baja del VCP o un CAPPI de altitud predeterminada. Distinta es la situación cuando los haces del radar se ven obstruidos por orografía o construcciones antropogénicas, tal como se vio en la sección 3.3.2.2.2, siendo necesario en estos casos corregir los datos de radar en función de la obstrucción encontrada. Si bien la técnica de corrección de bloqueo parcial del haz usando visibilidad óptica-geométrica ha sido validada con relativa precisión hasta obstrucciones del orden del 90 % [Lang, Stephen W Nesbitt y Carey, 2009], a medida que superamos el 50 % o 60 % de obstrucción la probabilidad de inducir errores significativos aumentan si no se complementa la técnica con otros métodos, como el de visibilidad real o el de autoconsistencia.

Una estrategia alternativa es la utilización de barridos híbridos. Este implica la utilización de la información de las elevaciones superiores cuando el haz inferior es bloqueado por arriba de cierto umbral, es decir, el conjunto de datos utilizado para el cálculo de precipitación se compone en cada acimut de celdas provenientes de una o más elevaciones. Esta aproximación es la implementada de forma operativa en NEXRAD [Fulton y col., 1998], donde se seleccionan las celdas que serán empleadas en el cálculo de QPE teniendo en cuenta las variaciones de altura del terreno y utilizando los datos de las 4 primeras elevaciones. El mecanismo de selección empleado escoge las celdas correspondientes al haz con ángulo de elevación más bajo que satisfacen simultáneamente los siguientes criterios:

- El haz más próximo a una altitud “óptima” predeterminada (En NEXRAD esta altitud se fijó en 1,0 km).
- El haz no puede estar bloqueado en más del 50 %.
- La parte inferior del haz debe encontrarse al menos 150 m por arriba de la superficie.

El objetivo de estos criterios es utilizar mediciones de Z tan cerca como sea posible de cierto nivel de

altitud, minimizando al mismo tiempo el efecto del clutter de terreno y la pérdida de datos debido a bloqueos parciales del haz. Si bien, idealmente, lo correcto sería utilizar un CAPPI a la altitud “óptima” seleccionada interpolando la información volumétrica, utilizar la elevación más próxima es computacionalmente más eficiente. Los barridos híbridos son construidos solo una vez para cada VCP y radar WSR-88D de NEXRAD, utilizando modelos de elevación digital de terreno de alta resolución y asumiendo que los haces se propagan de acuerdo a valores de refracción estándar [Fulton y col., 1998].

La Figura 3.30 ilustra el procedimiento, ligeramente diferente al presentado por Fulton y col., 1998, implementado por el “WISH Team” perteneciente a la NSSL, para generar los mapas de selección de celdas de los barridos híbridos de los radares de NEXRAD. En el sitio web de dicha institución [NSSL, 2019] se pueden consultar los mapas de barridos híbridos de todos los radares de dicha red. La Figura 3.31, por ejemplo, muestra el barrido híbrido del radar KVTX de NEXRAD.

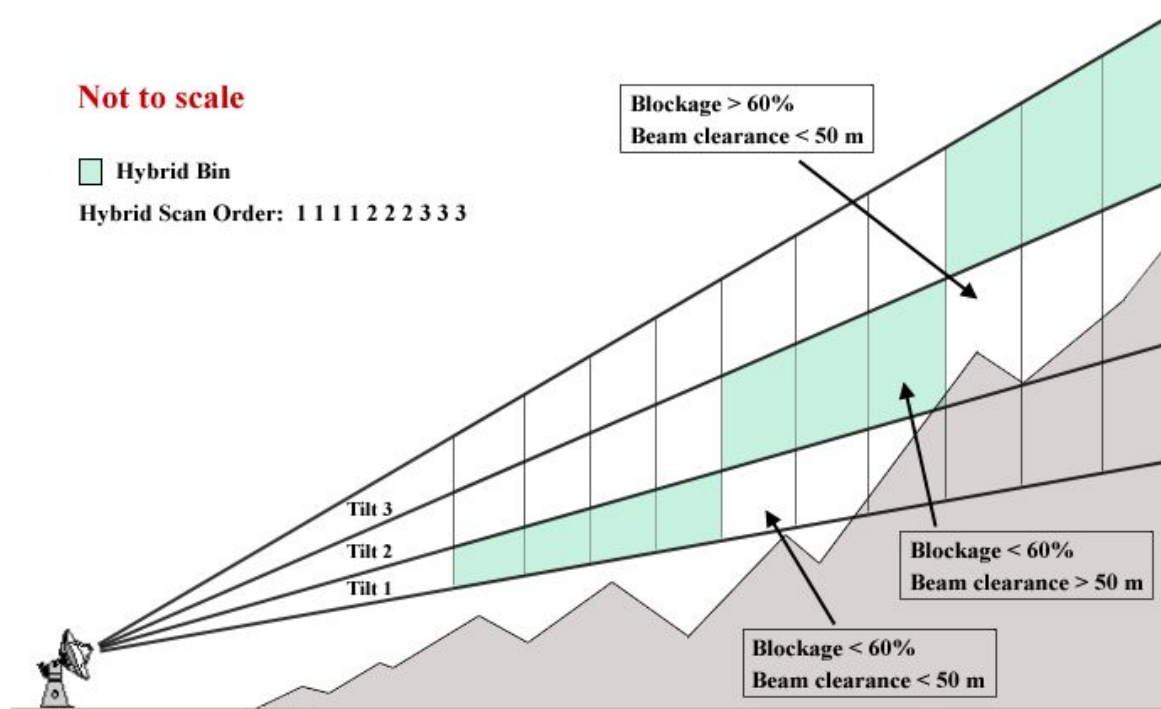


Figura 3.30: Los barridos híbridos construidos en el NSSL utilizan los primeros 4 barridos correspondientes a las elevaciones de: 0,5; 1,5; 2,4 y 3,4°. Los mapas de selección de celdas se calculan utilizando un DEM de alta resolución y los siguientes criterios: la base de la celda debe encontrarse al menos 50 metros por arriba de la superficie y el haz no debe estar bloqueado en más de un 60% en cualquier rango. Gráfica extraída de NSSL, 2019.

La principal desventaja de este método es la presunción de que los haces se propagan en condiciones de refracción estándar. Chang y col., 2009 analizaron los datos de Z de 4 radares localizados en una región de terreno complejo en Taiwán, desde el año 2005 al 2007, desarrollando un mapa climatológico de Z para la misma. Los autores mostraron variaciones estacionales significativas y registraron distribuciones de clutter de terreno/mar, bloqueos parciales y propagaciones anómalas. La comparación entre el enfoque tradicional, que asume propagación estándar, y uno que agrega mitigación de clutter y bloqueos parciales usando Z climatológico, mostraron que la primera no contemplaba con precisión el clutter y los bloqueos de terreno en un escenario de atmósfera real [Chang y col., 2009].

Un método alternativo, no mencionado en la literatura, que solucionaría las desventajas del método

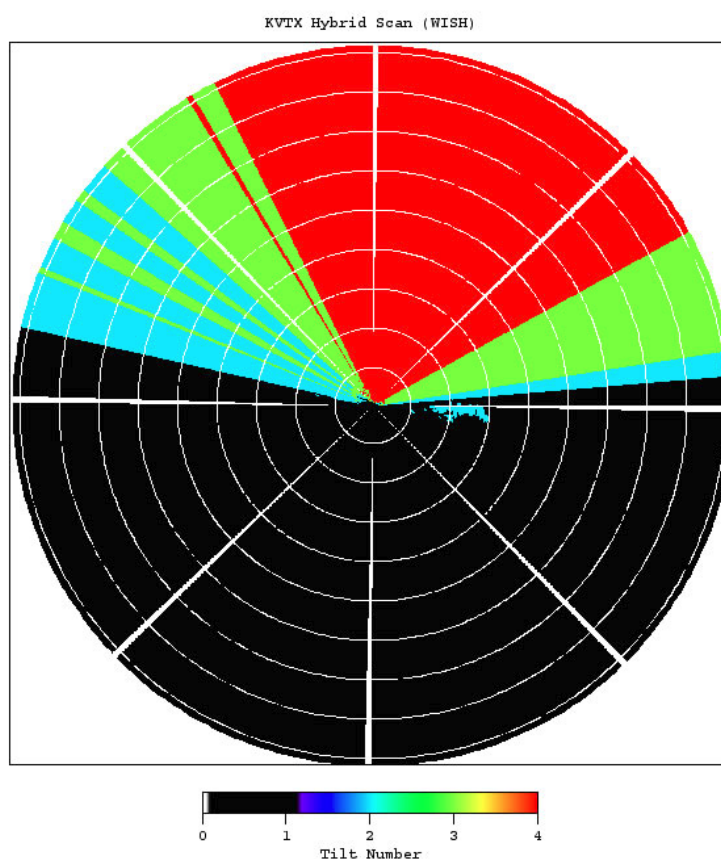


Figura 3.31: Barrido híbrido del radar KVTX de NEXRAD (Lat.34,4117;Lon:-119,1794). De las elevaciones utilizadas para la composición del barrido híbrido, se puede deducir que el radar se encuentra próximo a formaciones orográficas localizadas al norte de su ubicación. Gráfica extraída de NSSL, 2019.

implementado en NEXRAD y podría arrojar, presumiblemente, resultados más precisos que el enfoque climatológico introducido por Chang y col., 2009, sería la generación dinámica de los mapas de barridos híbrido, por radar y VCP, utilizando radiosondeos locales. La frecuencia de generación podría ser diaria o dependiente de la cantidad de radiosondeos locales disponibles. El costo computacional para ejecutar un algoritmo de estas características a la frecuencia indicada es despreciable.

3.3.3 Procesamiento de Campos de Precipitación

Las técnicas de estimación de precipitación pueden clasificarse en términos generales como: físicas o paramétricas; no paramétricas; y estadísticas o de ingeniería. Las técnicas paramétricas se basan únicamente en modelos físicos del medio de lluvia mientras que los no paramétricos utilizan relaciones matemáticas o estadísticas para el cálculo de QPE que no están relacionadas a modelos físicos del medio de lluvia.

Por otro lado, las soluciones estadísticas o de ingeniería incorporan retroalimentación a los modelos físicos, la cual se vale de datos registrados en redes pluviométricas superficiales [V. Bringi y Chandrasekar, 2001]. Esta aproximación también suele ser denominada en la bibliografía como 'Métodos de Fusión o Ajuste'. La misma se desarrollada en la sección 3.3.4, utilizando esta última denominación.

3.3.3.1 QPE: Aproximación Física o Paramétrica

La estimación de precipitación paramétrica se realiza utilizando distintos estimadores que son alimentados con las variables polarimétricas Z , Z_{dr} y ϕ_{dp} , las cuales son utilizadas de forma individual o en combinación.

La dificultad más importante en la estimación de precipitación mediante radares meteorológicos reside en el hecho de que no existe una relación matemática entre las variables polarimétricas y la tasa de precipitación. Esto puede verse recordando, en primer lugar, que Z es proporcional al diámetro a la sexta de las partículas y, por otro lado, que la tasa de precipitación puede calcularse (según lo definido en la Ecuación (3.5)), como:

$$R = 0,6\pi \cdot 10^{-3} \int_0^{\infty} v(D) D^3 N(D) dD \quad [mm \ h^{-1}] \quad (3.5)$$

donde es posible aproximar la velocidad terminal de las partículas $v(D)$, en función de lo especificado por la Ecuación (3.6) para gotas pequeñas ($0 < D < 2$ mm) como:

$$v(D) = \alpha D^{\beta} \quad [m \ s^{-1}] \quad (3.6)$$

Luego, si β es aproximada a 1, la tasa de precipitación es aproximadamente proporcional al diámetro a la cuarta de las partículas, y si bien es cierto que matemáticamente:

$$D_j^6 = (D_j^4)^{1,5} \quad (3.19)$$

también lo es que:

$$\sum_j D_j^6 \neq \left(\sum_j D_j^4 \right)^{1,5} \quad (3.20)$$

por lo que no es factible encontrar una expresión analítica que permita relacionar unívocamente ambas expresiones [Raubert y Stephen W. Nesbitt, 2018]. El problema se complejiza aún más si se contemplan las variaciones en la distribución del tamaño de gotas (ver sección 3.2.2) o se consideran las corrientes ascendentes y descendentes presentes naturalmente en todo tipo de tormentas (ver sección 3.3.2.2.8).

Típicamente, los parámetros de los estimadores de precipitación son deducidos a partir de relaciones empíricas encontradas analizando los valores de las distintas variables polarimétricas del radar y la tasa de precipitación registrada en superficie para distintas regiones y tipos de tormentas.

En la presente sección se verán inicialmente las relaciones convencionales desarrolladas para radares de una sola polarización y luego se extenderá el análisis contemplando las variables polarimétricas.

3.3.3.1.1 Estimador Simple (Z-R)

La estimación de precipitación con radares meteorológicos fue, hasta el surgimiento de los radares doble polarimétricos, realizada mediante una ley de potencia con la siguiente forma:

$$Z_h = a R^b \quad (3.21)$$

Donde “a” y “b” son parámetros que dependen de la DSD, Z_h y la tasa de precipitación. Como se vio en la sección 3.2.2, la variabilidad de la DSD, y consecuentemente la de a y b, dependen del tipo de tormenta, localización geográfica, estación del año, ciclo de vida de la tormenta y zonas de corrientes convectivas. Una revisión más extensiva de los procesos microfísicos que afectan las relaciones Z-R puede encontrarse en Rosenfeld y Ulbrich, 2003.

Existen dos aproximaciones generales para determinar el valor de los parámetros a y b. La primera opción consiste en calcular la relación Z-R estimando ambas variables a partir de la DSD de la

tormenta, la cual es medida utilizando disdrómetros superficiales. Este es frecuentemente el método más utilizado. La segunda opción es comparar los valores de Z_h con la tasa de precipitación medida en superficie por pluviómetros o disdrómetros. El principal inconveniente de este enfoque es, como se ha visto, que la precipitación medida por el radar en altura no siempre se corresponde con la registrada en superficie. Adicionalmente, las comparaciones pueden estar afectadas por errores de calibración del radar por lo que estrictamente hablando no son relaciones Z-R. Esta técnica ha sido usada en aproximaciones climatológicas [Atlas, 2015].

Las dos relaciones más frecuentemente encontradas en la bibliografía son la definida para tormentas convectivas en NEXRAD ($a=300$; $b=1,4$) y la de Marshall-Palmer ($a=200$; $b=1,6$), la cual es usada generalmente en tormentas estratiformes y deducida a partir de las relaciones encontradas por dichos autores mediante la aproximación de la DSD con un ajuste exponencial. La Tabla 3.4 resume las relaciones Z-R utilizadas en el algoritmo MRMS, empleado operativamente por el NWS, para distintos tipos de tormentas y estaciones del año [J. Zhang, Howard y col., 2016] [Jonathan J Gourley y Hong, 2014].

Relación	Tipo de tormenta
$Z_h = 200 R^{1,6}$	Tormenta Estratiforme (Temporada Cálida)
$Z_h = 130 R^{2,0}$	Tormenta Estratiforme (Temporada Fría)
$Z_h = 300 R^{1,4}$	Tormenta Convectiva
$Z_h = 300 R^{1,4}$	Granizo
$Z_h = 75 R^{2,0}$	Nieve

Tabla 3.4: Relaciones Z-R definidas en MRMS para distintos tipos de tormentas. Datos extraídos de Jonathan J Gourley y Hong, 2014.

El uso de una única relación determinística para convertir Z a R presupone una única DSD para todas las tormentas, no contemplando las posibles variaciones mencionadas anteriormente. Una aproximación superadora es implementar un algoritmo que identifique inicialmente el tipo de tormenta y luego haga uso de esta información para seleccionar una relación Z-R más adecuada. Esta metodología es la seguida por MRMS, en donde se identifica primero el tipo de tormenta y luego se utilizan las ecuaciones de la Tabla 3.4 [Jonathan J Gourley y Hong, 2014].

3.3.3.1.2 Estimadores Polarimétricos

La estimación de precipitación con variables polarimétricas es actualmente un campo de investigación muy activo en la comunidad científica. Si bien las investigaciones sobre las ventajas de la doble polarimetría comenzaron a desarrollarse mayoritariamente a mediados de la década del 90', aún no ha transcurrido una década desde que redes operativas como NEXRAD terminaron de migrar la tecnología de sus radares a doble polarización (ver Figura 1.2).

Los radares de simple polarización, como se mencionó en el apartado anterior, tienen significativos problemas para representar la variabilidad natural de la DSD. En los estimadores polarimétricos, en cambio, el uso de Z_{dr} y K_{dp} permiten una buena representación de la DSD, tal como se vio en la sección 3.2.3 en relación a la recuperación de la DSD a partir de variables polarimétricas. Esto es justamente el punto más ventajoso de la utilización de las variables polarimétricas en QPE.

Los estimadores polarimétricos de tasa de precipitación más comúnmente utilizados son:

$$R(Z_h, Z_{dr}) = a Z_h^b Z_{dr}^c \quad (3.22)$$

$$R(K_{dp}) = a K_{dp}^b \quad (3.23)$$

$$R(K_{dp}, Z_{dr}) = a K_{dp}^b Z_{dr}^c \quad (3.24)$$

donde R se expresa en $mm\ h^{-1}$, Z_h en $mm^6\ m^{-3}$ y K_{dp} en $^{\circ}km^{-1}$ [Jonathan J Gourley y Hong, 2014].

Los parámetros a , b , y c varían dependiendo de la DSD y del modelo de gota asumido [V. Bringi y Chandrasekar, 2001]. A. V. Ryzhkov, S. E. Giangrande y Schuur, 2005 analizaron las diferencias existentes en la aplicación de estimadores polarimétricos con datos de radares en banda S en función de distintos modelos de forma de gotas. A pesar del modelo asumido, su estudio mostró que los estimadores de lluvia polarimétricos son menos susceptibles a la variabilidad de la DSD y generalmente mejoran las estimaciones respecto a las relaciones tradicionales de simple polarización [Jonathan J Gourley y Hong, 2014].

	a	b	c	Banda
$R(Z_h, Z_{dr})$	$6,7 \times 10^{-3}$	0,927	-3,43	Banda-S
	$5,8 \times 10^{-3}$	0,91	-2,09	Banda-C
	$3,9 \times 10^{-3}$	1,07	-5,97	Banda-X
$R(K_{dp})$	50,7	0,85		Banda-S
	24,68	0,81		Banda-C
	17,0	0,73		Banda-X
$R(K_{dp}, Z_{dr})$	90,8	0,93	-1,69	Banda-S
	37,9	0,89	-0,72	Banda-C
	28,6	0,95	-1,37	Banda-X

Tabla 3.5: Parámetros a , b y c de varios estimadores polarimétricos comunes. Datos extraídos de Jonathan J Gourley y Hong, 2014.

Ventajas y Desventajas del uso de Z_{dr}

El uso de estimadores con Z_{dr} brinda una mejor estimación de las gotas de lluvia que representan la mediana de la DSD, es decir, de aquellas gotas que contribuyen mayoritariamente a la cantidad total de lluvia. Sin embargo, el rango dinámico de Z_{dr} , que es atribuido a la variabilidad de la microfísica, es relativamente bajo y por lo tanto más susceptible a errores de mediciones y desajustes en la calibración del radar respecto a los otros estimadores polarimétricos. Además, como Z_{dr} es una variable relativa, debe necesariamente ser combinada con Z_h o K_{dp} para poder realizar estimación de precipitación [Jonathan J Gourley y Hong, 2014].

Ventajas y Desventajas del uso de K_{dp}

Esta variable tiene la ventaja de ser inmune a errores de calibración, a la atenuación por precipitación y a bloqueos parciales del haz, también es menos susceptible a variaciones de la DSD y menos afectado por mezclas heterogéneas de hidrometeoros (ej. mezcla de gotas de lluvia con granizo) [Zrnić y Ryzhkov, 1996]. Sin embargo K_{dp} tiene dos efectos negativos en su aplicación: sus estimaciones tienen peor resolución espacial y, como se vio en la sección 3.3.2.2.5 es más afectado por el efecto de llenado no uniforme del haz.

En primer lugar, K_{dp} es derivado a partir de ϕ_{dp} sobre una ventana de largo determinado. Si bien la resolución espacial mejora si la ventana de derivación es reducida también se denigra su precisión ya que aumenta significativamente el error de estimación [V. Bringi y Chandrasekar, 2001]. En general, K_{dp} puede ser estimado con una precisión cercana a $0,3 - 0,4\ ^{\circ}km^{-1}$, siendo menores los errores de estimación para lluvias de mayor intensidad [Jonathan J Gourley y Hong, 2014].

Las limitaciones en la resolución espacial de la variable, sin embargo, tiene consecuencias relativas menores. Resoluciones de 2 a 4 km, alcanzables en escenarios de tormentas convectivas, se encuentran cercanas a la resolución típicamente aceptada para uso operacional (2 a 3 km). En lluvias estratiformes con Z por debajo de los 40 dBZ, sin embargo, es necesario utilizar ventanas de integración hasta 3

veces superiores para la estimación de K_{dp} [Zrnić y Ryzhkov, 1996]. En este caso, a pesar que las estimaciones polarimétricas instantáneas puntuales de lluvias de baja intensidad pueden presentar grandes errores estándares, la lluvia acumulada en un período considerable y áreas suficientemente grandes (tamaños de aproximadamente 10 km) es bastante confiable [Alexander Ryzhkov y D. Zrnic, 1998].

El impacto de este último punto es relativo a la banda de operación del radar utilizado. Matrosov, Cifelli y col., 2006 determinaron que los radares de banda X pueden ofrecer importantes ventajas prácticas respecto a radares con longitudes de onda superiores en la estimación de lluvias en rangos cortos y con leves tasas de precipitación. Los radares de banda X registran valores más altos de K_{dp} comparativamente a aquellos que operan en banda C o S. Por ejemplo, el K_{dp} a 3,2 cm es mayor que a 11 cm por un factor promedio de 3,7; relativamente mayor que lo estipulado por el escalado de longitud de onda de Rayleigh. Las estimaciones de lluvia basadas en K_{dp} en radares de banda X se vuelven significativas a tasas de lluvia tan bajas como 2,5 a 3 $mm h^{-1}$, que aproximadamente corresponden a valores de Z de 27-28 dBZ; mientras que dichas estimaciones en banda S comienzan a ser significativas a tasas de lluvia de 8 a 10 $mm h^{-1}$ correspondientes a valores de Z_h aproximados de 37-38 dBZ. Es decir, los radares de banda X nos permiten estimar con buena precisión la tasa de lluvia de precipitaciones leves, hecho que no es posible con longitudes de onda mayores como las de banda S.

El segundo inconveniente mencionado tiene consecuencias más serias en la precisión de la estimación de precipitación, en particular, las realizadas en rangos alejados del radar. Las estimaciones puntuales de la tasa de precipitación pueden ser completamente erróneas si se encuentran cambios acimutales de Z_h y ϕ_{dp} suficientemente grandes dentro del volumen de resolución del radar. Estas regiones contaminadas son reconocidas fácilmente por la presencia de grandes valores negativos de K_{dp} . Muy frecuentemente las áreas de K_{dp} negativo aparecen en la periferia de celdas convectivas intensas donde la precipitación real es baja. No obstante, sería incorrecto ignorar o descartar estos valores negativos de K_{dp} porque siempre están acoplados con valores de K_{dp} positivos cerca del centro de la celda.

Una forma de resolver este problema es combinando el estimador de K_{dp} con un estimador simple $R(Z_h)$. Esto es, en el área de contaminación se aplica el algoritmo $R(Z_h)$ para recuperar el perfil radial de la tasa de lluvia, el cual luego es utilizado para eliminar el sesgo asociado utilizando la integral de área calculada a partir de $R(K_{dp})$. De esta manera, las ventajas del método $R(Z_h)$, en particular su mejor resolución espacial e inmunidad al efecto de llenado no uniforme del haz, se combinan con las ventajas del método $R(K_{dp})$ [Alexander Ryzhkov y D. Zrnic, 1998]. Por otro lado, este problema es significativo principalmente en rangos lejanos, donde el ensanchamiento del haz es considerable. Esto puede mitigarse si se planifican redes más densas de radares, como es el caso de las incipientes redes urbanas de radares meteorológicos de banda X que han empezado a ser instaladas en algunas ciudades de EE.UU. (ver sección 6.4).

3.3.3.1.3 Errores de los Estimadores

Los cuatro estimadores presentados en esta sección usan combinaciones de las variables polarimétricas: Z_h , Z_{dr} y/o K_{dp} , las cuales tienen sus ventajas y desventajas en relación al registro de las características microfísicas de la lluvia y, por lo tanto, tienen asociados distintos errores de medición. V. Bringi y Chandrasekar, 2001 realizaron una evaluación exhaustiva de la estructura de errores de los distintos estimadores, la cual se resume a continuación:

El siguiente análisis general puede ser usado para evaluar estimadores de precipitación sin sesgo. Supongamos que \hat{R} es un estimador genérico de los cuatro algoritmos descritos, la fluctuación del error en \hat{R} respecto a la tasa de lluvia real R puede ser escrito como:

$$\hat{R} = R + \varepsilon_m + \varepsilon_p = R + \varepsilon_T \quad (3.25)$$

donde ε_p se debe al error introducido por la forma paramétrica de \hat{R} , y ε_m se debe a los errores de medición. Este modelo simple asume que ε_p y ε_m tienen media cero y son variables aleatorias sin correlación para asegurar sesgo cero en \hat{R} . Luego, para el estimador sin sesgo \hat{R} , tenemos:

$$E(\hat{R}) = R \quad (3.26)$$

$$\text{var}(\hat{R} - R) = \sigma^2(\varepsilon_p) + \sigma^2(\varepsilon_m) \quad (3.27)$$

La varianza $\sigma^2(\varepsilon_m)$ puede ser minimizada por promediado espacial de \hat{R} asumiendo una DSD homogénea. $\sigma^2(\varepsilon_p)$, por su parte, varía generalmente en función de R y suele ser menor en estimadores polarimétricos que en el estimador $R(Z_h)$. A continuación se evalúa el impacto de cada variable polarimétrica en la estructura de error de los distintos estimadores.

Errores en $R(Z_h)$

Los errores de Z_h pueden ser divididos en errores aleatorios de medición y errores sistemáticos. Los errores aleatorios de medición pueden ser reducidos al realizarse promediado espacial, sin embargo los errores sistemáticos no son afectados en dicha operación.

Error de Medición: asumiendo un algoritmo sin sesgo Z-R, $\sigma^2(\varepsilon_m)$ puede ser expresado como,

$$\frac{\sigma(\varepsilon_m)}{R} = a \frac{\sigma_z}{Z} \quad (3.28)$$

donde σ_z es la desviación estándar de la medición de Z . Por ejemplo, si σ_z es de 0,8 dB; $\sigma(\varepsilon_m)/R$ sería del 15%. Si se asume que la lluvia es uniforme y se toman N muestras para calcular Z , luego $\sigma(\varepsilon_m)$ va a reducirse por un factor de \sqrt{N} .

Errores Paramétricos: $\sigma(\varepsilon_p)$ puede ser estimado como la varianza de la diferencia entre \hat{R} y R en ausencia de errores de medición para un amplio espectro de DSD (u otros factores). La Figura 3.32 muestra un estimativo de $\sigma(\varepsilon_p)$ basado en simulaciones de un radar de banda S. Notar que $\sigma(\varepsilon_p)$ se aproximó al 40% cuando la tasa de lluvia fue cercana a 50 mm h^{-1} . La $\sigma(\varepsilon_p)$ media, promediada sobre todos las DSD considerados en la simulación, fue del orden del 45%.

Aunque el estimador $R(Z_h)$ tiene un $\sigma^2(\varepsilon_p)$ significativo, si se incluyen suficientes muestras para que ε_p tienda a 0 para cualquier R , la precipitación acumulada puede ser estimada relativamente bien. Esto permite justificar el uso de estos algoritmos cuando son utilizadas en escalas temporales y espaciales grandes.

Si el radar no está correctamente calibrado, los errores introducidos por el desajuste en la constante del radar se trasladarán directamente a un sesgo de estimación de Z_h y, subsecuentemente, a un sesgo en la estimación de precipitación.

Errores en $R(K_{dp})$

La Figura 3.33 muestra el error $\sigma(\varepsilon_p)$ estimado a partir de simulaciones realizadas en banda S para distintas distribuciones de tamaño de gotas. Notar que $\sigma(\varepsilon_p)$ es del orden de 25% cuando la tasa de precipitación es cercana a 50 mm h^{-1} . La media de $\sigma(\varepsilon_p)$, para todos los casos de DSD simulados, es cercana a 27%.

$\sigma(\varepsilon_m)$ puede ser calculado utilizando la siguiente ecuación:

$$\frac{\sigma(\varepsilon_m)}{R} = b \frac{\sigma(K_{dp})}{K_{dp}} = b \frac{\sigma(\phi_{dp})}{L} \sqrt{\frac{3}{[N - (1/N)]}} \left(\frac{c}{R}\right)^{1/b} \quad (3.29)$$

Para una tasa de precipitación dada, la precisión de $R(K_{dp})$ puede ser mejorada incrementando L o incrementando N (o reduciendo Δr , el intervalo de muestreo en rango, para un L fijo; notar que

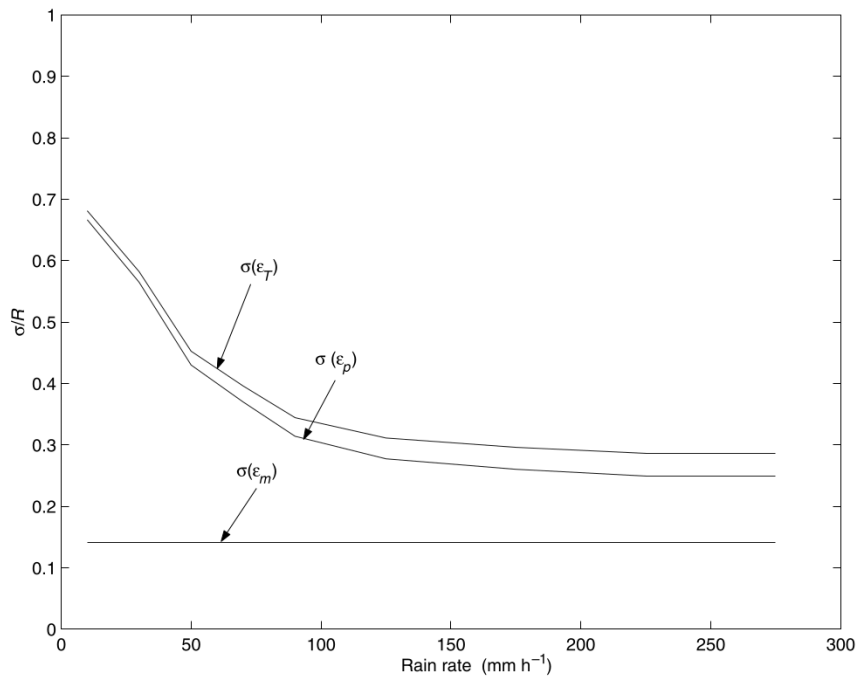


Figura 3.32: Desviación estándar normalizada de $R(Z)$ como función de R . $\sigma(\epsilon_m)$ es la desviación estándar debido a los errores de medición, $\sigma(\epsilon_p)$ debido a los errores de parametrización y $\sigma(\epsilon_T)$ la desviación estándar total. Gráfica extraída de V. Bringi y Chandrasekar, 2001.

$L = N \Delta r$. Por ejemplo, si se quisiera mantener $\sigma(\epsilon_m)/R$ debajo del 20% puede utilizarse la Ecuación (3.29) para determinar el largo del camino requerido para diferentes Δr . Por lo tanto, para aumentar la precisión del estimador en tormentas con bajas tasas de precipitación es necesario utilizar largos caminos de integración.

Errores en $R(Z_h, Z_{dr})$

Los errores en Z_{dr} pueden dividirse en errores aleatorios de medición y de sesgo. Los errores de medición en Z_{dr} se encuentran típicamente en el orden de las décimas de dB.

La Figura 3.34 muestra $\sigma(\epsilon_p)$ como función de R a partir de simulaciones realizadas en banda S. Cuando la tasa de precipitación es de alrededor de 50 mm h^{-1} , $\sigma(\epsilon_p)$ tiene un valor próximo a 15%. La media de $\sigma(\epsilon_p)$, promediada sobre todas las DSD simuladas, es cercana a 15%.

Usando un análisis de perturbación $\sigma(\epsilon_m)$ puede ser expresada como:

$$\frac{\sigma^2(\epsilon_m)}{R^2} = a_1^2 \left[\frac{\sigma^2(Z)}{Z^2} \right] + b_1^2 \left[\frac{\sigma^2(z_{dr})}{z_{dr}^2} \right] \quad (3.30)$$

Por ejemplo, cuando la desviación estándar en la medición de Z_h es de 0,8 dB y el error de medición de Z_{dr} es de 0,2 dB, $\sigma(\epsilon_m)/R$ es 24%. Si bien el error de medición del estimador compuesto $R(Z_h, Z_{dr})$ (9%) es levemente superior al de $R(Z_h)$, el error paramétrico del primero es significativamente menor que el este último. Contemplándose los errores de medición, $R(Z_h, Z_{dr})$ tiene una precisión cercana al 30% en tasas de precipitación cercanas a 50 mm h^{-1} .

Adicionalmente a $\sigma(\epsilon_m)$ y $\sigma(\epsilon_p)$, sesgos presentes en la mediciones pueden influenciar la precisión de $R(Z_h, Z_{dr})$.

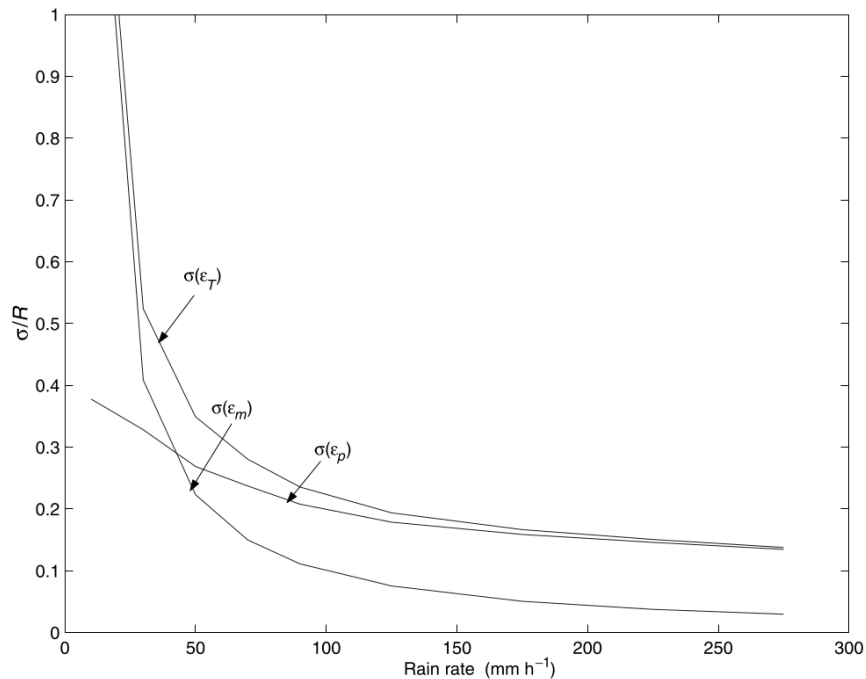


Figura 3.33: Desviación Estándar Normalizada $R(K_{dp})$ como función de R para Banda-S. $\sigma(\epsilon_m)$ es la desviación estándar debido a los errores de medición y $\sigma(\epsilon_p)$ la desviación estándar debido a la parametrización. $\sigma(\epsilon_T)$ es el error total. Gráfica extraída de V. Bringi y Chandrasekar, 2001.

Errores en $R(K_{dp}, Z_{dr})$

La Figura 3.35 muestra $\sigma(\epsilon_p)$ como función de R a partir de una simulación en banda S. Cuando la tasa de precipitación es cercana a 50 mm h^{-1} , el valor de $\sigma(\epsilon_p)$ se aproxima al 15%. La evaluación del error de medición en $R(K_{dp}, Z_{dr})$ no es sencilla debido a que K_{dp} es estimado sobre un camino dado, donde existen N muestras de Z_{dr} , por lo que primero se debería considerar el error de medición promedio de Z_{dr} sobre dicho camino.

Comparación de Errores

Una forma de comparar la performance de los estimadores es analizar el error total obtenido en la estimación de la tasa de precipitación para una tormenta de determinada intensidad. Se utilizan a continuación los resultados de las simulaciones realizadas para banda S, resumidos en las Figuras 3.32, 3.33, 3.34 y 3.35. El estimador $R(Z_h)$, con un error de medición de 0,8 dB, tiene un error total de estimación de aproximadamente 45% para una tasa de precipitación de 50 mm h^{-1} . Para esta misma tasa, con el estimador $R(K_{dp})$ se obtiene un error total de aproximadamente 35%, aunque este error decrece rápidamente a partir de una tasa de 100 mm h^{-1} hasta aproximadamente 15%. En el caso del estimador $R(Z_h, Z_{dr})$ el error total para una tasa de 50 mm h^{-1} es del orden de 28% aunque este disminuye hasta aproximadamente 24% para tasas superiores. Finalmente, el estimador $R(K_{dp}, Z_{dr})$, para la tasa de referencia de 50 mm h^{-1} , tiene un error cercano al 28% y disminuye hasta un valor próximo al 12% para tasas de precipitación superiores.

3.3.3.1.4 Estimadores Sintéticos, Óptimos o Blended

A partir del análisis de la estructura de errores de los diferentes estimadores de precipitación, se puede concluir que, si bien el uso de variables polarimétricas puede incrementar los errores de medición, su inclusión reduce significativamente los errores paramétricos. La mejora general depende de ambos factores. Dado que cada estimador tiene sus propias limitaciones, es deseable encontrar una

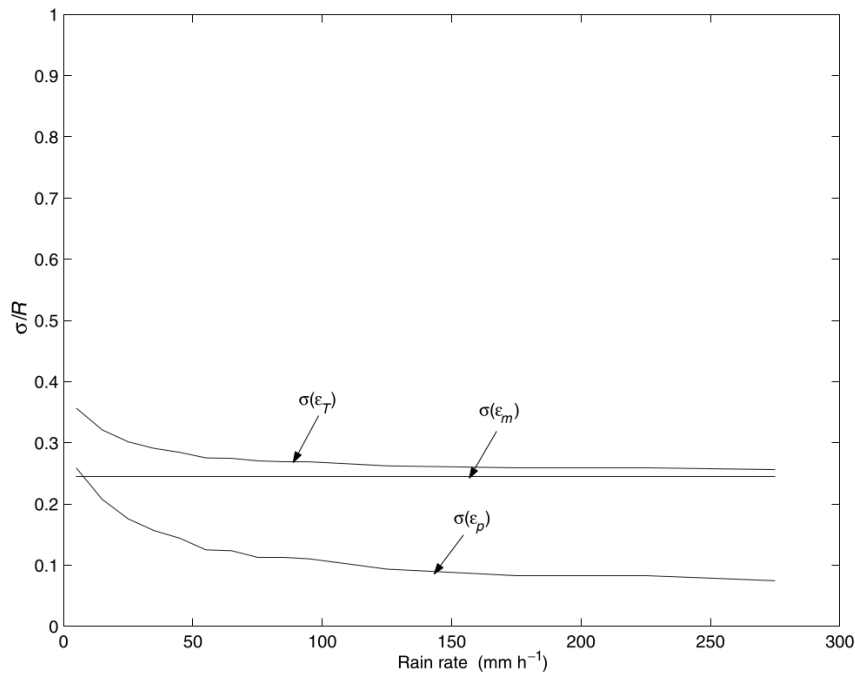


Figura 3.34: Desviación Estándar Normalizada $R(Z, Z_{dr})$ como función de R para Banda-S. $\sigma(\epsilon_m)$ es la desviación estándar debido a los errores de medición y $\sigma(\epsilon_p)$ la desviación estándar debido a la parametrización. $\sigma(\epsilon_T)$ es el error total. Gráfica extraída de V. Bringi y Chandrasekar, 2001.

manera óptima de combinar los mismos para mejorar las estimaciones [Jonathan J Gourley y Hong, 2014].

Los estimadores de precipitación, por lo tanto, son frecuentemente combinados en algoritmos que seleccionan el estimador más apropiado, en función de un conjunto dado de características polarimétricas medidas por el radar. Los investigadores suelen nombrar estos algoritmos como “sintéticos”, “óptimos” o “blended” (por la terminología en inglés de la palabra “mezclado”) [Cifelli y col., 2011]. Los estimadores sintéticos más comúnmente utilizados difieren, principalmente, en el enfoque elegido para la selección de los estimadores. A continuación se describen alguno de estos.

JPOLE A. V. Ryzhkov, S. E. Giangrande y Schuur, 2005 propusieron un estimador sintético para radares polarimétricos banda S que hace uso de varios estimadores polarimétricos. El algoritmo calcula, en primer lugar, el valor de un estimador $R(Z_h)$ con los siguientes parámetros:

$$R(Z_h) = 0,0170Z_h^{0,714} \quad (3.31)$$

donde Z_h está expresado en $mm^6 m^{-3}$ y R en $mm h^{-1}$.

La selección del estimador, que finalmente será utilizado para el cálculo de QPE, se realiza en función del valor de $R(Z_h)$ obtenido previamente y de los siguientes intervalos de decisión:

Sí $R(Z_h) < 6 mm h^{-1}$ se utiliza el estimador:

$$R = \frac{R(Z_h)}{0,4 + 5 |Z_{dr} - 1|^{1,3}} \quad (3.32)$$

Sí en cambio $6 < R(Z_h) < 50 mm h^{-1}$ utilizamos:

$$R = \frac{R(K_{dp})}{0,4 + 3,5 |Z_{dr} - 1|^{1,7}} \quad (3.33)$$

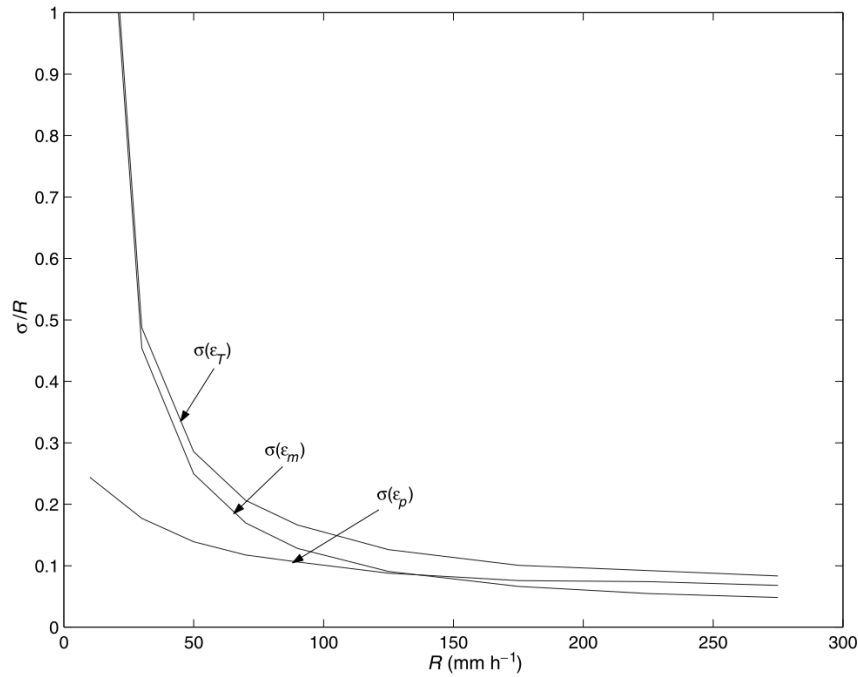


Figura 3.35: Desviación Estándar Normalizada $R(K_{dp}, Z_{dr})$ como función de R para Banda-S. $\sigma(\epsilon_m)$ es la desviación estándar debido a los errores de medición y $\sigma(\epsilon_p)$ la desviación estándar debido a la parametrización. $\sigma(\epsilon_T)$ es el error total. Gráfica extraída de V. Bringi y Chandrasekar, 2001.

Sí $R(Z_h) > 50 \text{ mm h}^{-1}$ el estimador utilizado es:

$$R(K_{dp}) = 44 |K_{dp}|^{0,822} \text{sign}(K_{dp}), \quad (3.34)$$

donde Z_{dr} tiene valores lineales.

CSU-ICE Este algoritmo selecciona los estimadores utilizando una estimación de la fracción de hielo precipitante contenida en el volumen de radar. Para determinar la fracción de hielo en el volumen se utiliza la diferencia entre Z_h y Z_v , Z_{dp} , la cual puede definirse como:

$$Z_{dp} = 10 \log_{10} (Z_h^{\text{lluvia}} - Z_v^{\text{lluvia}}) \quad (3.35)$$

donde Z_h^{lluvia} y Z_v^{lluvia} se expresan en unidades lineales.

La Figura 3.36 muestra un diagrama de flujo con la lógica de decisión de CSU-ICE, en función de la fracción de hielo estimada. Los estimadores utilizados por el algoritmo se detallan a continuación:

$$R(K_{dp}, Z_{dr}) = 90,8 (K_{dp})^{0,93} 10^{(-0,169 Z_{dr})} \quad (3.36)$$

$$R(K_{dp}) = 40,5 (K_{dp})^{0,85} \quad (3.37)$$

$$R(Z_h, Z_{dr}) = 6,7 \cdot 10^{-3} (Z_h)^{0,927} 10^{(-0,343 Z_{dr})} \quad (3.38)$$

$$R(Z_h) = 0,017 (Z_h)^{0,7143} \quad (3.39)$$

$$R(Z_h) = 0,017 (Z_h^{\text{lluvia}})^{0,7143} \quad (3.40)$$

donde Z_h y Z_h^{lluvia} están en $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$, Z_{dr} está en dB y K_{dp} en $^{\circ} \text{km}^{-1}$.

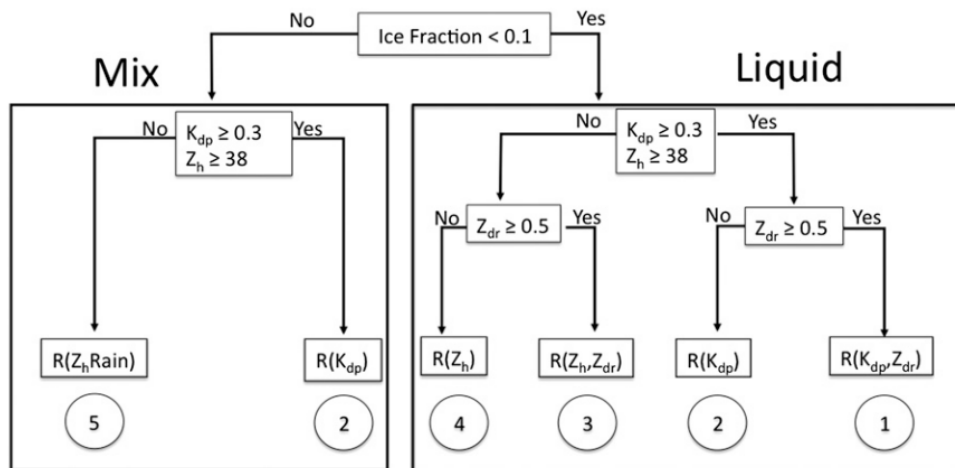


Figura 3.36: Diagrama de flujo que describe la lógica del algoritmo CSU-ICE. Gráfica extraída de Cifelli y col., 2011.

CSU-HIDRO Este estimador sintético fue desarrollado por Cifelli y col., 2011 con el objetivo de mejorar la estimación de precipitación en tormentas convectivas compuestas de granizo y lluvia. El proceso de selección de los estimadores individuales es realizado mediante la aplicación un sistema de identificación de hidrometeoros.

El algoritmo HID, denominado “Sistema de Clasificación de Hidrometeoros para Estimación de Lluvia” (HCS-R por las siglas en inglés de “Hydrometeor Classification System for Rainfall Estimation”) está basado en el algoritmo HCS [Lim, Venkatachalam Chandrasekar y Viswanathan N Bringi, 2005] (ver sección 3.3.2.3), y fue especialmente diseñado para este propósito clasificando las partículas en solo 3 tipos: hielo, lluvia y mezcla. La categoría lluvia incluye llovizna, lluvia moderada y lluvia intensa; la categoría hielo incluye nieve seca, graupel y granizo; finalmente la categoría mezcla incluye nieve en derretimiento y combinaciones de lluvia y granizo. El algoritmo tiene 5 variables de entrada: Z_h , Z_{dr} , K_{dp} , L_{dr} , y ρ_{hv} , y mantiene las mismas etapas de inferencia y defuzzificación que las propuestas en HCS.

La Figura 3.37 ilustra el diagrama de flujo general del algoritmo. En esta se muestra el árbol de decisiones lógicas utilizado para la selección del estimador a usarse en cada celda de radar, a partir del tipo de hidrometeor detectado.

3.3.3.1.5 Comparación de Estimadores

Estudios como el “Joint Polarization Experiment (JPOLE)” y otros estudios de validación han demostrado un mejoramiento significativo en el rendimiento de los radares doble polarimétricos, en la estimación de precipitación y clasificación de hidrometeoros, respecto a radares tradicionales de simple polarización [A. V. Ryzhkov, Schuur y col., 2005]. A. V. Ryzhkov, S. E. Giangrande y Schuur, 2005, por ejemplo, evaluaron el rendimiento de diferentes estimadores utilizando un conjunto de datos de radar y de redes pluviométricas, registrados entre abril de 2002 y julio de 2003 en el estado de Oklahoma, EE.UU. Los resultados indicaron que los estimadores polarimétricos tuvieron mejor desempeño que el estimador simple $R(Z_h)$ y que los mejores estimadores evaluados fueron $R(Z_h, K_{dp})$ y $R(Z_h, Z_{dr}, K_{dp})$ [Jonathan J Gourley y Hong, 2014]. Este último es un estimador alternativo no presentado en esta sección.

Es necesario tener en cuenta que la mayoría de los trabajos de investigación encontrados en la bibliografía limitan las validaciones con datos de superficie a distancias relativamente cercanas al radar, típicamente menores a 100 km (ej. A. V. Ryzhkov, S. E. Giangrande y Schuur, 2005) y no

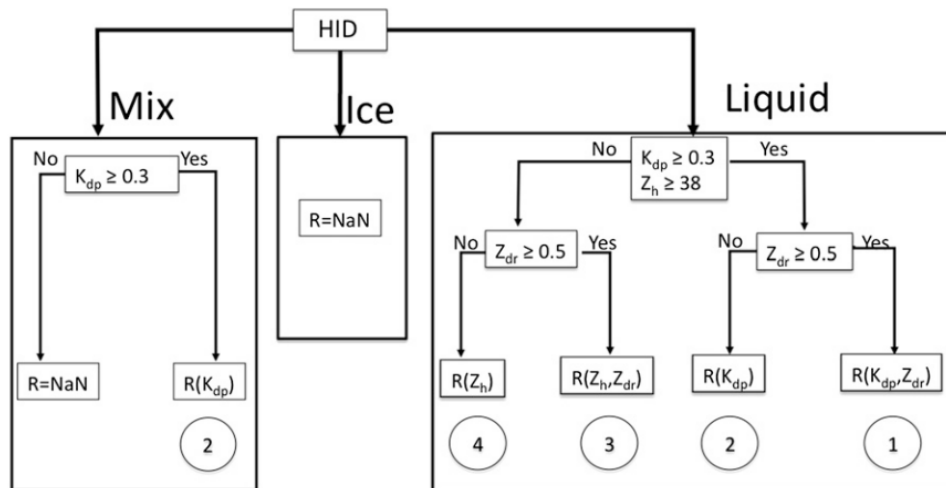


Figura 3.37: Diagrama de flujo que describe la lógica del algoritmo CSU-HIDRO. Gráfica extraída de Cifelli y col., 2011.

mucho más lejanas que 120 km [Loney y col., 2002]. A. V. Ryzhkov, Schuur y col., 2005 mostraron que aunque los estimadores polarimétricos tienen mejores resultados después de los 100 km que $R(Z_h)$, el grado de mejoramiento decrece con la distancia [A. V. Ryzhkov, 2007].

Cifelli y col., 2011 realizaron un estudio comparativo de los estimadores sintéticos CSU-HIDRO, JPOLE y CSU-ICE para 3 eventos convectivos con mezcla de lluvia y granizo en EE.UU. JPOLE es utilizado con algunas diferencias, en dicho estudio no se retienen los valores de K_{dp} ni R negativos. La Figura 3.38 muestra los resultados obtenidos por los tres estimadores sintéticos y por un estimador simple $R(Z_h)$ tradicionalmente utilizado en NEXRAD. Se usa como referencia para la comparación la precipitación acumulada en superficie por una red pluviométrica.

3.3.3.2 QPE: Métodos No-Paramétricos

Las principales ventajas de las técnicas no paramétricas son que no requieren la selección previa de un modelo analítico. Rosenfeld, D. B. Wolff y Atlas, 1993 presentaron un método no paramétrico para transformar los valores de Z del radar en intensidad de lluvia, tal que la distribución probable de las estimaciones de precipitación concuerden con la lluvia registrada en superficie. La única suposición del método es que la función de distribución de probabilidad (FDP) de la precipitación estimada por el radar (incluyendo los casos de ausencia de lluvia) sea idéntica a la FDP del registro de precipitación acumulado en superficie. Mejoras adicionales en la exactitud del método se presentaron en Rosenfeld, Amitai y D. B. Wolff, 1995, donde se usó una clasificación objetiva de datos para diferentes regímenes de lluvia [Fattorelli y col., 1999].

Más recientemente Hasan y col., 2016 presentaron una extendida revisión de los distintos métodos no paramétricos de estimación de precipitación, abarcando desde los orígenes de la técnica hasta la actualidad, y propusieron un innovador método para generar campos de precipitación combinando dinámicamente un nuevo método no paramétrico con un campo interpolado de precipitación basado en estaciones de superficie.

3.3.3.3 Estimación de Incertezas

La caracterización de la estructura de error de la QPE es un problema importante para diversas aplicaciones hidrológicas [Kirstetter, Delrieu y col., 2010]. Un modelo de error es el primer paso hacia el cálculo de la incertidumbre en la precipitación asociada a un QPE. Jonathan J Gourley y Hong,

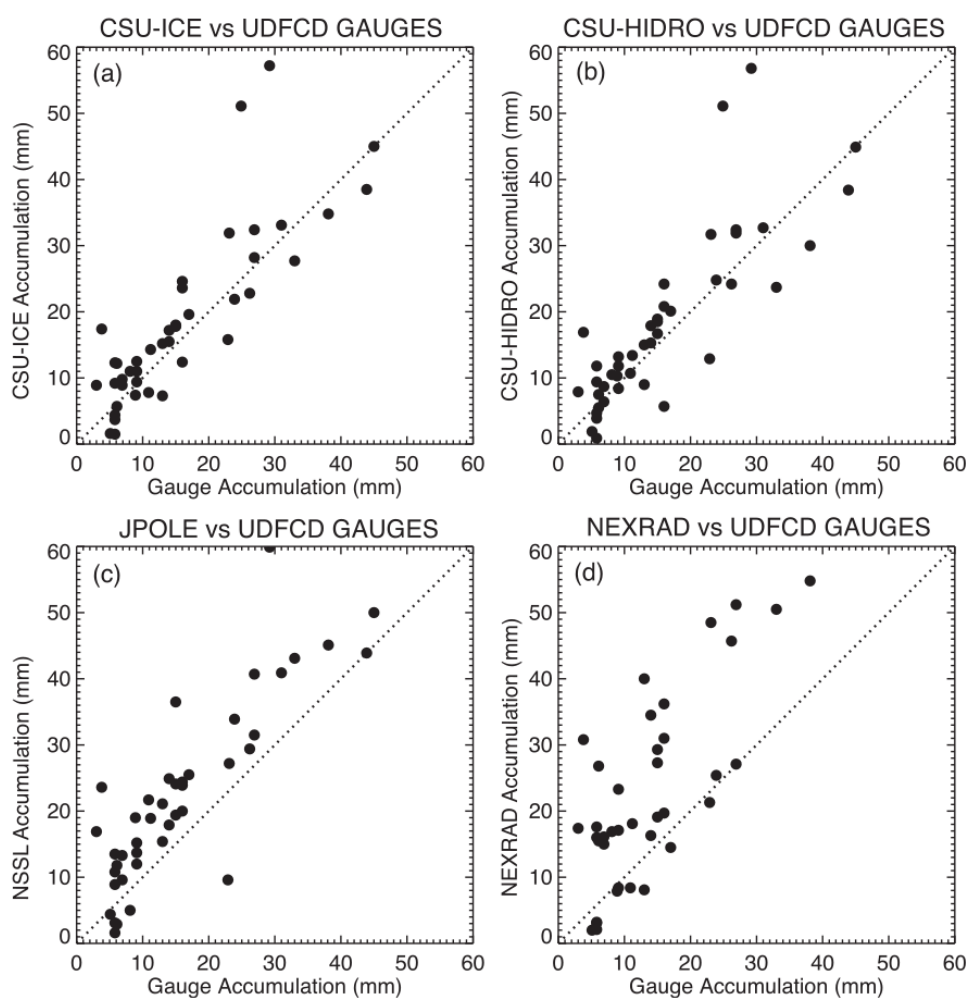


Figura 3.38: Gráficos de dispersión que resumen la precipitación acumulada utilizando radar y redes pluviométricas (mm) para todos los eventos combinados. (a) CSU-ICE, (b) CSU-HIDRO, (c) tipo JPOLE, y (d) NEXRAD $R(Z_h)$. Gráfica extraída de Cifelli y col., 2011.

2014 proporcionan una breve revisión de enfoques de modelado de error y una revisión más amplia se realiza en Mandapaka y Germann, 2010.

El primer enfoque intenta describir todos los errores individuales específicos del hardware del radar, las características operativas que controlan la resolución y la sensibilidad de los campos de precipitación estimados y el software de estimación utilizado. Este enfoque, que implica cuantificar los errores individuales para luego superponerlos y determinar así el error total del campo de lluvia, requiere un conocimiento detallado de los errores individuales que pueden ser específicos del sistema de radar, de la operación del instrumento, del régimen de lluvia, del control de calidad de datos, DSD asumida, de la metodología de corrección VPR y de los estimadores de precipitación, entre otros. Si bien estos métodos tienen una sólida base teórica, puede ser una perspectiva desafiante cuantificar todos los errores individuales, sus interacciones y su propagación para una gran red de radares. Además, el modelo de error resultante puede no aplicarse a otros sistemas de radar fuera de la red [Jonathan J Gourley y Hong, 2014].

Un enfoque más general en el modelado de errores implica corregir los campos QPE, utilizando los métodos de control de calidad, filtrado y corrección descritos en el presente capítulo, para luego modelar el error remanente o residual utilizando como referencia una red de estaciones meteoroló-

gicas independientes. Los modelos de error de QPE descomponen los errores residuales en sesgos describiendo los errores sistemáticos (invariables) de los campos QPE, sesgos condicionales (ej.: dependencia del rango/altura, temporada, régimen de lluvia, la tasa de precipitaciones, la resolución espacio-temporal de la estimación de la tasa de lluvia, etc.) y en errores aleatorios. Una vez eliminados los sesgos, las propiedades estadísticas de los errores residuales son evaluadas a través del examen de su estructura espacio-temporal, típicamente caracterizada con momentos de segundo orden como la correlación [Jonathan J Gourley y Hong, 2014].

Una solución prometedora para tratar las incertidumbres residuales de la QPE es generar un ensamble de campos de precipitación. Cada miembro del ensamble es una posible solución dadas las mediciones de Z y el conocimiento sobre la estructura del error del radar. El campo de precipitación del radar original es perturbado con un componente estocástico, que tiene la estructura de covarianza espacio-tiempo correcta, según lo definido por la matriz de covarianza de error del radar. La ventaja del ensamble frente a los enfoques más clásicos es que provee una interfaz más simple con la hidrología: cada miembro puede incorporarse directamente a un modelo hidrológico. En lugar de ejecutar el modelo hidrológico solo una vez, se ejecuta varias veces. De este modo, se obtiene un ensamble de posibles resultados hidrológicos, cuya extensión representa la sensibilidad del sistema hidrológico a la incertidumbre en los campos de precipitación del radar [Germann, Berenguer y col., 2009].

3.3.4 Métodos de Ajuste de Campos de Precipitación

La combinación de datos pluviométricos y de radar permiten corregir muchos de los errores asociados a las mediciones de radar en un solo paso. A los errores de medición se le suman los errores introducidos por la variabilidad temporal y espacial de la DSD dentro de una misma tormenta, entre tormentas de distinto tipo y entre regiones geográficas diferentes; los sesgos por error en la calibración de los instrumentos y los errores en función de la selección de estimadores de precipitación. Adicionalmente, hay que tener en cuenta los errores introducidos por la diferencia en las superficies de muestreo existentes entre una celda de radar típica (del orden de $10^6 m^2$ para una celda de 1×1 km por ej.) y el orificio de recolección de un pluviómetro (del orden de $10^{-2} m^2$ para un orificio de 10 cm de diámetro por ej.), los cuales pueden llegar a diferir en cerca de 8 órdenes de magnitud.

Es muy importante, para el éxito del proceso de ajuste, que el método esté adaptado a las condiciones locales y al propósito de estimación de precipitación buscado. La elección del método de ajuste a utilizar está condicionada por factores climáticos, topografía, densidades de las redes pluviométricas y de radares disponibles, y la calidad de las mediciones pluviométricas. Es por ello que no existen estándares definidos para realizar el proceso de ajuste pluviométrico [Rossa, 2000], éstos deben ser adaptados a cada sitio de radar.

El *principio de funcionamiento* es en general compartido por todas las técnicas de ajuste, se compara la precipitación acumulada en distintas celdas de radar con la acumulada en superficie por pluviómetros, cuyas localizaciones son coincidentes geográficamente con las respectivas celdas de radar. Las técnicas se diferencian en el tratamiento matemático con el que finalmente se relacionan los datos.

Muchas de estas técnicas son *utilizadas de forma operativa*, para lo cual se requiere llevar a cabo comparaciones periódicas que permitan ajustar adecuadamente los sesgos encontrados. Un resumen de las técnicas operativas empleadas en varios países de Europa puede encontrarse en Rossa, 2000. En éste se detallan las técnicas empleadas, los intervalos temporales elegidos para el cómputo del sesgo y el propósito de la estimación de precipitación buscado en cada caso.

3.3.4.1 Técnicas de Ajuste

Numerosas técnicas han sido propuestas para ajustar las estimaciones de radar en base a datos pluviométricos. Éstas son diseñadas para corregir los errores sistemáticos en el cálculo de las intensidades de precipitación y en general, incluso utilizando métodos simples, se pueden conseguir

excelentes resultados en la reducción de los mismos. Sin embargo, como ha sido mencionado, ciertos efectos de pequeña escala pueden introducir errores de muestreo en la relaciones radar/pluviómetro que contaminan los procesos de ajuste, limitan la confiabilidad de las pruebas de verificación y pueden impedir identificar los errores de tipo sistemático.

Existen dos tipos de aproximaciones, algunos métodos unen o interpolan datos de ambos sistemas de medición mientras que otros corrigen los datos de uno de los sistemas utilizando la información del otro. Todos los métodos presentados en el presente apartado son factibles de ser implementados operacionalmente, sin embargo, no todos los métodos encontrados en la bibliografía pueden ser usados para tal fin, muchos requieren tiempos de procesamiento significativos.

La selección de las posibles aproximaciones a utilizar en el proceso de ajuste dependen de [Rossa, 2000]:

- El propósito de la estimación de precipitación (hidrológico, operacional, nowcasting, QPE, verificación de modelos NWP, etc.).
- Accesibilidad y calidad de los datos pluviométricos.
- Calidad de los datos de radar, incluyendo: densidad de la red, control de calidad, preprocesamiento, etc.
- Escala de las áreas sobre las cuales se desea calcular la precipitación.
- Resolución espacial y temporal de las estimaciones de precipitación de radar.
- Región geográfica de interés (orografía, climatología).

Corrección de Errores Espacialmente Homogéneos

Sesgo Medio del Campo El Sesgo Medio del Campo (MFB, por sus siglas en Inglés "Mean Field Bias") es la técnica de ajuste más simple encontrada en la bibliografía. Esta empareja la precipitación registrada en cada pluviómetro (P) con la estimación de precipitación calculada a partir de datos de radar (R) relativas a las celdas coincidentes con las ubicaciones de los respectivos pluviómetros. Se calcula en un intervalo temporal que puede comprender desde minutos hasta años. Es decir, las estimaciones de precipitación de radar, sumadas en el intervalo temporal elegido, son comparadas con la suma de la precipitación acumulada por los pluviómetros en dicho intervalo:

$$F = \frac{\sum_{i=1}^N P_i}{\sum_{i=1}^N R_i} ; o \quad (3.41)$$

$$F = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{P_i}{R_i} \quad (3.42)$$

F es el factor multiplicativo de ajuste (se asume que los errores de radar son multiplicativos), el cual debe ser multiplicado a la estimación QPE original para la corrección de los datos. En la Ecuación (3.41), las observaciones reciben un peso proporcional a la profundidad mientras que en la Ecuación (3.42) todas las comparaciones P/R tienen el mismo peso.

En cada caso las correcciones son aplicadas para mitigar el sesgo asociado con la calibración del radar y los errores introducidos por el estimador de precipitación elegido. Los resultados muestran una reducción significativa en el error de estimación de la lluvia del radar cuando los ajustes se realizan sobre una base temporal de 1 o más días.

Esta técnica es efectiva para corregir errores de medición espacialmente homogéneos. El único error que cae correctamente en esta categoría es la descalibración del hardware del radar, que afecta por igual a todas las celdas. La mayoría de los otros errores tienen una variabilidad espacial que no puede ser despreciada [Jonathan J Gourley y Hong, 2014]. Es por ello, que luego de extraído el sesgo medio del campo, aún pueden permanecer errores espaciales significativos en los patrones de precipitación del radar [Wilson y E. A. Brandes, 1979], de ahí la importancia de aplicar, tal como fue

mencionado, métodos de corrección o mitigación de los errores espaciales típicos (ej. métodos de corrección del VPR, beamblockage, etc.) antes de iniciar el proceso de ajuste de los datos de radar. Sin embargo, la única forma de asegurar la reducción del efecto de los errores espaciales en la QPE, es ajustando los datos de radar con métodos que contemplen variabilidades espaciales.

Corrección de Errores Espacialmente Heterogéneos

Estos métodos comparan individualmente la acumulación registrada en cada pluviómetro con la estimación de precipitación de la celda de radar asociada a dicho instrumento. En este caso, el sesgo es específico para cada punto y no se agrupan como en el método MFB. Luego, el sesgo se interpola espacialmente mediante alguna técnica como: Regresión, Ponderación Inversa por Distancia (IDW, por sus siglas en Inglés "Inverse Distance Weighting") o Kriging. Las correcciones son finalmente realizadas aplicando el campo de sesgos interpolado al campo QPE inicialmente calculado.

La ventaja de este enfoque es que considera los errores espacialmente heterogéneos que son naturales a las mediciones de radar. Dependiendo de la densidad de la red pluviométrica, estos métodos pueden potencialmente corregir errores sistemáticos asociados a la calibración del radar, errores introducidos por los estimadores de precipitación, errores introducidos por dispersores no meteorológicos (clutter, anaprop, etc.) y, tal como se vio en la sección 3.3.2.2, errores dependientes del rango como: evaporación, advección, corrientes verticales y horizontales, llenado no uniforme del haz, banda brillante y bloqueo parcial del haz, entre otros.

A continuación se presentan los métodos más comúnmente encontrados en la bibliografía:

RDA El Ajuste Dependiente del Rango (RDA, por sus siglas en Inglés "Range-Dependent Adjustment") asume que la relación P/R es función de la distancia al radar y está basado principalmente en el método de ajuste de BALTEX [Michelson y Koistinen, 2000]. La relación entre P/R, expresada en escala logarítmica y rango, es aproximada por un polinomio de segundo orden cuyos coeficientes son determinados usando ajustes de mínimos cuadrados.

$$\log C_{RDA} = ar^2 + br + c \quad (3.43)$$

donde "r" es la distancia desde el radar. El factor multiplicativo dependiente del rango " C_{RDA} " es derivado del ajuste polinomial [Goudenhoofd y Delobbe, 2009].

SRD El método 'Corrección Estática del Sesgo Local y Ajuste Dependiente del Rango (SRD, por sus siglas en Inglés "Static Local Bias Correction and Range Dependent Adjustment")', utiliza corrección estática del sesgo local para mitigar los efectos de visibilidad. La corrección es calculada utilizando datos acumulados de largos períodos de tiempo. Las acumulaciones diarias de radar son previamente ajustadas utilizando MFB. Posteriormente se calcula el sesgo residual promedio anual asociado a cada pluviómetro. Finalmente se realiza una interpolación espacial basada en kriging para obtener el campo de corrección. En contextos operacionales la corrección de un año puede ser utilizada para el año siguiente [Goudenhoofd y Delobbe, 2009].

BRA El Ajuste Espacial de Brandes (BRA, por sus siglas en Inglés "Brandes Spatial Adjustment") fue propuesto en E. A. Brandes, 1975. Un factor de corrección es calculado para cada pluviómetro de la red pluviométrica. Posteriormente los factores son interpolados en toda el área de cobertura del radar. Para producir el campo de ajuste se sigue el esquema de análisis objetivo de Barnes basado en ponderación exponencial negativa:

$$C_{BRA} = \frac{\sum_{i=1}^N w_i (P_i/R_i)}{\sum_{i=1}^N w_i} ; \quad w_i = \exp \frac{-d_i^2}{k} \quad (3.44)$$

donde “ d_i ” es la distancia entre el punto de la grilla y el pluviómetro i . El parámetro “ k ” controla el grado de suavizado en el método y se asume constante sobre todo el dominio. El parámetro “ k ” es computado como una función de la densidad media (γ) de la red pluviométrica, dado por el número de pluviómetros dividido en el área total [Goudenhoofdt y Delobbe, 2009].

KRI El Kriging Ordinario (KRI) es un método geoestadístico que realiza interpolaciones espaciales de campos aleatorios a partir de observaciones en múltiples puntos. Una descripción general es presentada en Goovaerts y col., 1997. Inicialmente se requiere definir un variograma que caracterice la variabilidad espacial del campo de precipitación. La estimación en un punto específico U_0 es una combinación lineal de los valores de los pluviómetros P_i :

$$U_0 = \sum_{i=1}^N \lambda_i P_i \quad (3.45)$$

Los pesos λ_i son computados para obtener el mejor estimador lineal sin sesgo, para lo cual se asume una media constante desconocida a lo largo del campo. Esto implica resolver un sistema de ecuaciones lineales cuyo tamaño es igual al número de pluviómetros.

El modelo de los variogramas utilizados puede ir desde una función lineal de primer orden dependiente de la distancia a modelos más complejos como el Gaussiano, Exponencial o Esférico. Este método, basado solo en la red pluviométrica, puede ser utilizado para evaluar el valor agregado de las observaciones de radar en otros métodos de ajuste [Goudenhoofdt y Delobbe, 2009].

KRE El método ‘Kriging con Corrección de Error basada en Radar (KRE)’, también denominado “fusión condicional” en Sinclair y Pegram, 2005, utiliza el campo de radar para estimar el error asociado del método KRI basado en la red pluviométrica. Inicialmente los datos de radar asociados a cada pluviómetro son usados para producir un campo KRI basado en radar. Este último es sustraído del campo original de radar para obtener un campo de error, el cual es a su vez agregado a un campo KRI basado en la red pluviométrica. El método KRE es relativamente simple y computacionalmente eficiente [Goudenhoofdt y Delobbe, 2009].

KED El método ‘Kriging con Desvío Externo (KED, por sus siglas en Inglés "Kriging with External Drift")’, es un método geoestadístico no estacionario que utiliza los datos de radar como información auxiliar. Una descripción general se puede encontrar en Wackernagel, 2013. El método sigue un esquema idéntico al de KRI excepto que en este caso la media del campo de precipitación estimada es considerada como una función lineal del campo de radar. Restricciones adicionales son luego agregadas al esquema:

$$\sum_{i=1}^N \lambda_i R_i = R_0 \quad (3.46)$$

donde R_i es el valor de radar en el sitio del pluviómetro i , λ_i la ponderación correspondiente y R_0 el valor de radar en el sitio de estimación. Los pesos de la ponderación se calculan resolviendo el sistema aumentado de ecuaciones lineales. El variograma es asumido como lineal e isotrópico. Este es el método más complejo y de mayor carga computacional [Goudenhoofdt y Delobbe, 2009].

3.3.4.2 Métricas de Validación

Los métodos de ajuste son comúnmente evaluados mediante métodos estadísticos y distintos tipos de gráficas. Ninguna técnica de validación por separado puede mostrar la totalidad de los aspectos que deben ser evaluados para determinar la performance de uno o más métodos de ajuste.

El proceso de validación tiene el inconveniente de que el campo de precipitación real es desconocido. La aproximación tradicional utiliza la metodología de validación cruzada, lo que implica remover ciertos pluviómetros para usarlos en la verificación. Sin embargo, los pluviómetros utilizados en la validación deben ser estadísticamente independientes por lo que no pueden ser usados en el proceso de ajuste. Esto implica una negociación entre los puntos de validación y los de ajuste. Otra alternativa posible, en caso de existir, es utilizar redes independientes de pluviógrafos climatológicos de registros diarios.

Se resumen brevemente en esta sección las métricas y métodos gráficos más comúnmente utilizados para el proceso de validación.

Métodos Gráficos

Gráfica de Círculos Pluviométricos El gráfico se construye superponiendo los datos de radar originales a círculos de colores de tamaño variable asociados a los pluviómetros utilizados en el proceso de ajuste. El diámetro de cada círculo corresponde a la acumulación del pluviómetro y el color representa el sesgo respecto a los datos de radar. Este tipo de gráfico es muy útil para mostrar las dependencias espaciales de los sesgos.

La Figura 3.39, por ejemplo, muestra el producto “solo-radar” del algoritmo MRMS [J. Zhang, Howard y col., 2016], acumulado en un período de 24 h, superpuesto a los círculos de colores correspondientes a los pluviómetros utilizados en el ajuste. En esta se puede ver una subestimación significativa al sur donde precipitaciones intensas dejaron grandes acumulaciones y sobreestimación en el noreste donde se registraron leves precipitaciones.

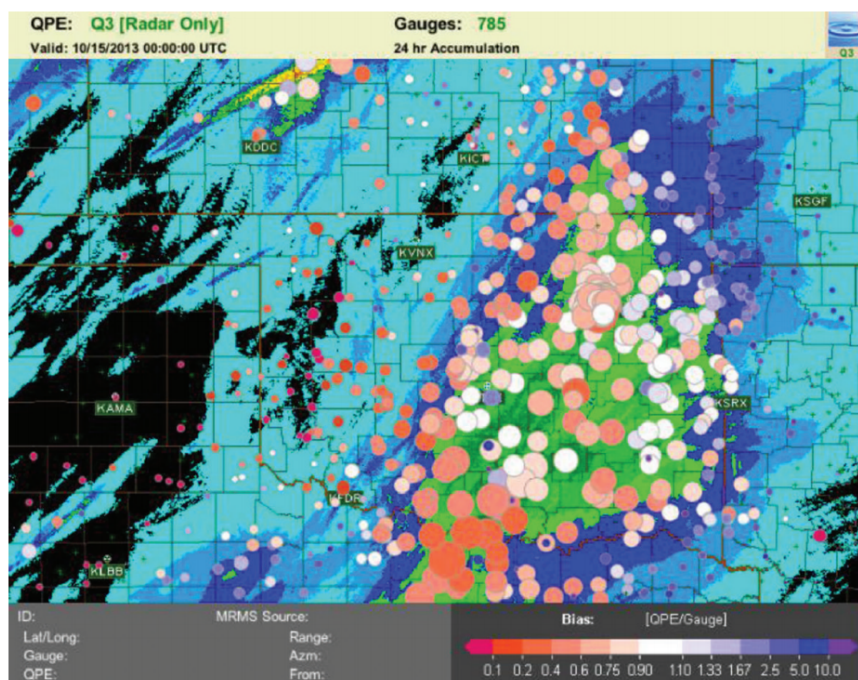


Figura 3.39: Gráfica de Círculos Pluviométricos utilizado en el sistema de verificación del algoritmo MRMS. El producto de precipitación “solo-radar” con una acumulación de 24 h se muestra de fondo. Los círculos están centrados en las ubicaciones de los pluviómetros, con su radio proporcional a la acumulación registrada y el color corresponde al sesgo respecto a los datos de radar. Los datos de precipitación están comprendidos entre el 14 y 15 de octubre de 2013. Gráfica extraída de Jonathan J Gourley y Hong, 2014.

Gráfica de Dispersión La gráfica de dispersión (o “scatterplot” por su terminología en inglés) muestra las acumulaciones estimadas por el radar en oposición a las precipitaciones registradas por pluviómetros. Los puntos comparativos pueden, adicionalmente, ser coloreados en función del sesgo presente en estos. La Figura 3.40, por ejemplo, muestra acumulaciones pluviométricas en oposición a datos de radar sin corregir, correspondientes al producto “solo-radar” del algoritmo MRMS. En esta, los registros comparados se ubican en mayor medida sobre el lado derecho de la diagonal 1:1 indicando una sobreestimación en los datos de radar.

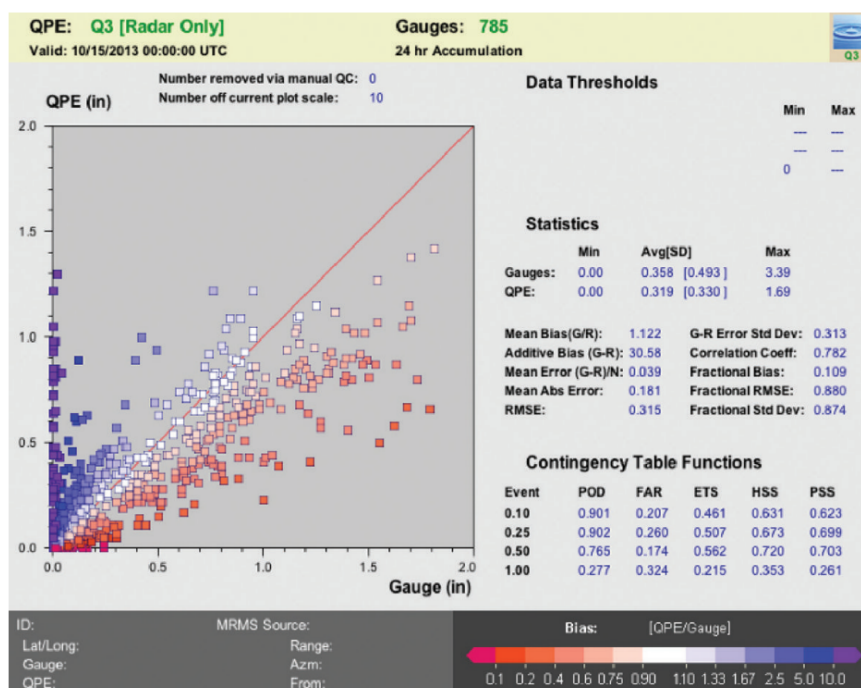


Figura 3.40: Gráfica de dispersión utilizada en el sistema de verificación de MRMS. Los datos corresponden a datos del producto “solo-radar” comparados con datos de precipitación registrados en superficie. El lado derecho de la figura muestra estadísticas comúnmente utilizadas en la validación de los métodos de ajuste. Gráfica extraída de Jonathan J Gourley y Hong, 2014.

Métricas Estadísticas de Rendimiento, Comparación y Evaluación

Diversas métricas continuas y discretas permiten evaluar el rendimiento y comparar los distintos métodos de ajuste de los campos de precipitación estimados por el radar. A los fines estadísticos los datos de la red pluviométrica son comúnmente utilizados como fuente de “verdad”.

Las *métricas discretas* indican generalmente si un evento ocurrió o no, lo cual es determinado generalmente aplicando distintos umbrales sobre el campo de datos evaluados. Dos tipos de métricas discretas muy comúnmente utilizadas son: Probabilidad de Detección (POD, por sus siglas en Inglés "Probability of Detection") y Tasa de Falsa Alarma (FAR, por sus siglas en Inglés "False Alarm Rate"). La POD indica cuando un evento es pronosticado y ocurre, mientras que FAR señala cuando un evento es pronosticado y no ocurre.

Las *métricas continuas* evalúan el rendimiento de los distintos métodos de ajuste comparando los datos corregidos con datos superficiales que son tomados como verdad, es decir se supone que la red pluviométrica o los pluviómetros usados en el proceso de validación reflejan fielmente el campo de precipitación. A continuación se describen algunas de las métricas continuas más comúnmente encontradas en la bibliografía:

RMSE El Error Cuadrático Medio (RMSE, por sus siglas en Inglés "Root Mean Square Error") se calcula de la siguiente manera [Schleiss, 2018]:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (R_i - P_i)^2} \quad (3.47)$$

es la métrica más comúnmente utilizada en estudios de verificación [Goudenhoofd y Delobbe, 2009].

MAE El Error Absoluto Medio (MAE, por sus siglas en Inglés "Mean Absolut Error"), también denominado Diferencia Media Absoluta (MAD), se calcula mediante la siguiente ecuación [Schleiss, 2018]:

$$MAE \text{ (o } MAD) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |R_i - P_i| \quad (3.48)$$

MBE El Error de Sesgo Medio (MBE, por sus siglas en Inglés "Mean Bias Error") es la precipitación total estimada por el radar menos la precipitación total acumulada en superficie. Un sesgo positivo (en dB) indica que hay una sobreestimación general del radar, mientras que un sesgo negativo denota subestimación [Schleiss, 2018].

$$B = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (R_i - P_i) = \bar{R} - \bar{P} \quad (3.49)$$

Distribución de Errores La distribución de errores se define como la contribución a la precipitación total acumulada en función de la relación radar-pluviómetro expresada en dB. Un ejemplo de la distribución de errores se muestra en la Figura 3.41 [Germann, Galli y col., 2006].

Dispersión La dispersión se define como la mitad de la distancia entre los percentiles 16% y 84% de la métrica de distribución de errores [Germann, Galli y col., 2006]. Es una medida robusta de la dispersión del error multiplicativo, insensible a los valores atípicos [Goudenhoofd y Delobbe, 2009].

STD

$$RMSF(dB) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (10 \log \frac{R_i}{P_i})^2}{N}} \quad (3.50)$$

3.3.4.3 Consideraciones Generales

Limitaciones en Terrenos Complejos

El proceso de ajuste no puede garantizar una performance aceptable para cualquier período y región dentro del dominio del radar. Esto es especialmente cierto en regiones montañosas donde la información de radar está fuertemente influenciada por una visibilidad limitada y por condiciones meteorológicas especiales tales como convección, canalización, calentamiento, etc. [Germann y Joss, 2004]. En dichas regiones es recomendable usar información adicional sobre el proceso de precipitación [Rossa, 2000].

Calibración y Estabilidad del Sistema

La estabilidad en la calibración del radar define nuestra habilidad para reproducir en el futuro los valores medidos en el pasado. Esto es, si el hardware permanece estable en el tiempo el radar puede ser ajustado con la experiencia ganada a través de la estimación de precipitación de períodos anteriores. Los ajustes a largo plazo, por ejemplo, suelen combinar datos de radar y pluviómetros de uno o más años [Germann y Joss, 2004].

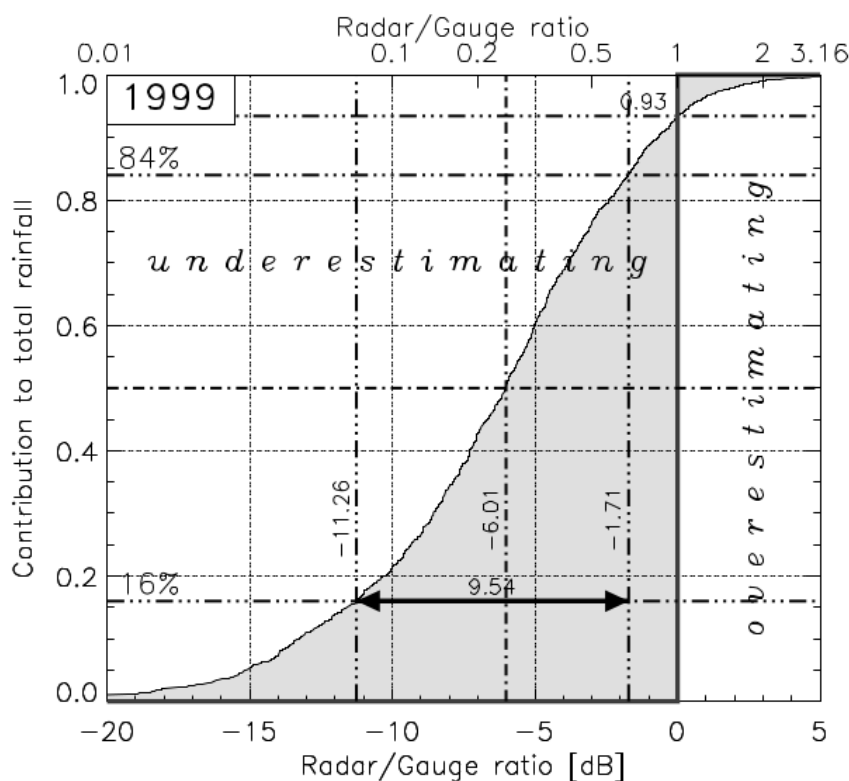


Figura 3.41: Distribución de Errores: contribución acumulativa a la precipitación diaria total como una función de la relación radar-pluviómetro. Gráfica extraída de Germann, Galli y col., 2006.

Promediado Temporal: Efectos del Período de Ajuste

El ajuste en tiempo real de los datos de radar utilizando cortos períodos comparativos (ej. 5 min, 30 min, 1h) no es recomendable debido a los significativos errores de medición que inherentemente afectan los registros puntuales pluviométricos (ver sección 3.1). El ajuste en estas condiciones puede llegar, incluso, a introducir mayores errores que los originalmente presentes en los datos de radar. Germann y Joss, 2004 realizaron un estudio en el cual compararon datos pluviométricos y de radar registrados entre 1997 y 2004 en Suiza. En este encontraron que la desviación estándar de la precipitación diaria acumulada se redujo al integrar los datos sobre mayores períodos temporales y combinando una mayor cantidad de pluviómetros. Para períodos menores, 1 hora por ejemplo, la desviación estándar llegó a ser hasta 5 veces mayor. Los autores concluyen recomendando que, para fines operativos, los productos distribuidos no sean ajustados diariamente sino con métodos a largo plazo.

Sin embargo, dependiendo del objetivo de la estimación de precipitación buscada pueden llegar a requerirse ajustes en períodos menores a 24 h. Si la estimación de precipitación alimenta sistemas de alerta temprana de inundaciones, por ejemplo, es importante realizar ajustes que permitan representar mejor la estructura de la tormenta en desarrollo. Wilson y E. A. Brandes, 1979 destacan que muchos de los errores de radar se deben a diferencias en la estructura interna de las distintas tormentas. La Figura 3.42, por ejemplo, ilustra las diferencias encontradas en dos tormentas sucesivas separadas 9 horas entre sí. Estas variaciones se deben principalmente a las fluctuaciones de la DSD, y de las corrientes horizontales y verticales de viento. En general las lluvias intensas tienden a ser subestimadas por el radar y las lluvias leves tienen a ser sobreestimadas. En ajustes a largo plazo es probable que estos errores tiendan a compensarse.

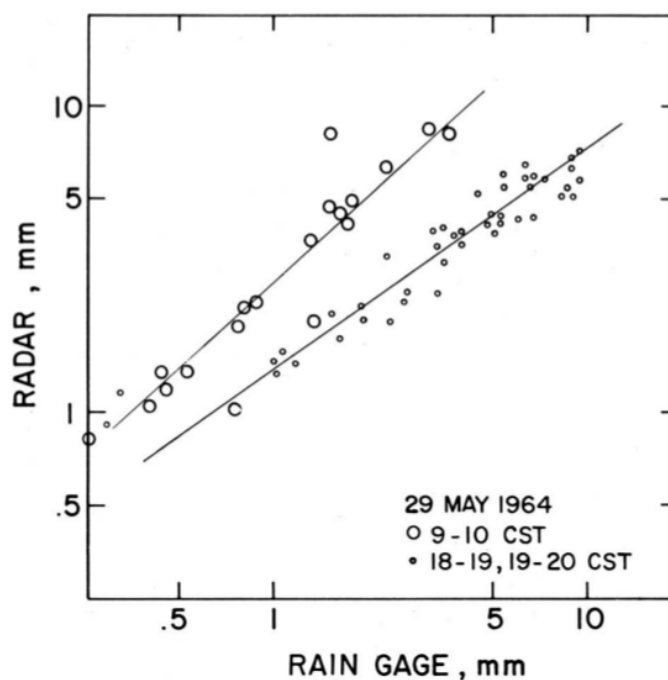


Figura 3.42: Comparación de mediciones de precipitación por hora entre datos de radar y pluviómetros para dos tormentas separadas 9 horas entre sí pasando sobre la misma región. Las mediciones fueron realizadas utilizando un radar WSR-57 en un área de 170 km^2 en el estado de Oklahoma, EE.UU. Gráfica extraída de Wilson y E. A. Brandes, 1979.

Promediado Espacial: Estimaciones Areales

Diversos estudios sugieren que el ajuste entre el campo QPE de radar y la precipitación registrada en superficie mejora cuando las comparaciones se realizan sobre áreas en vez de puntos. En todos los casos analizados los resultados indicaron cierta reducción del error en las mediciones de radar a medida que el área de medición es incrementada Wilson y E. A. Brandes, 1979.

Frecuencia de Muestreo del Radar

Wilson y E. A. Brandes, 1979 realizaron un estudio para evaluar el efecto de la frecuencia de muestreo del radar respecto a la precipitación registrada en superficie, cuyos resultados se resumen en la Figura 3.43. La curva inferior de la misma representa el error sistemático mientras que la curva superior muestra la dispersión relativa de las relaciones P/R. La dispersión, en la comparación de pluviómetros con datos de radar, se incrementó rápidamente para períodos de muestreo mayores a 5 minutos. Notar que errores residuales considerables permanecieron en la dispersión relativa de P/R, incluso para intervalos de muestreo muy cortos como 20 segundos.

La gráfica muestra, además, cómo el sesgo del radar se incrementó lentamente con el intervalo de muestreo. Es posible que, cuando la frecuencia de muestreo fue reducida, variaciones de reflectividad importantes contribuyendo a la precipitación total fueron incorrectamente muestreadas [Wilson y E. A. Brandes, 1979]. Por ejemplo, la curva inferior indica que para un intervalo de muestreo de radar de 15 minutos, la relación media de P/R en los 190 pluviómetros fue de 1,3; y la curva superior muestra que para el mismo intervalo de muestreo la dispersión relativa de las 190 relaciones P/R fue de 36%.

Densidad de la Red Pluviométrica

En general, para que el ajuste de los datos sea efectivo debe ser comparado a una red pluviométrica razonablemente densa alrededor del radar que permita detectar y resolver los errores no homogéneos.

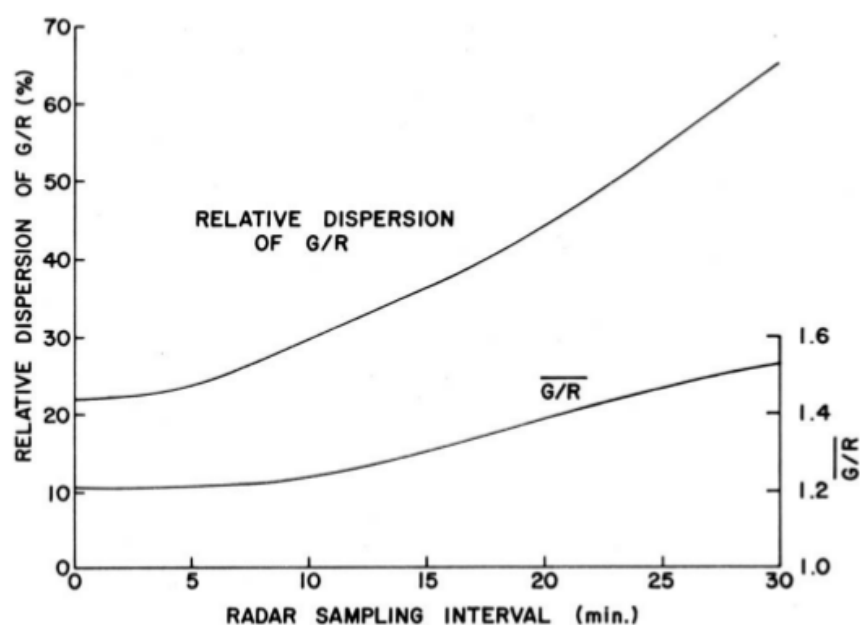


Figura 3.43: Efectos del intervalo de muestreo del radar en comparaciones radar-pluviómetros. Las curvas están basadas en datos de 190 comparaciones, entre datos de radar y pluviómetros en superficie, de precipitación total acumulada. La tormenta fue registrada en Oklahoma, EE.UU. el 7/4/1975 utilizando el radar WSR-57. Gráfica extraída de Wilson y E. A. Brandes, 1979.

Sin embargo, un cuidadoso control de calidad debe hacerse sobre los datos de superficie para poder detectar y corregir errores de funcionamiento. Este requerimiento significa frecuentemente un desafío importante ya que las redes pluviométricas son típicamente operadas por un número grande de organizaciones, instituciones gubernamentales y empresas; y por lo tanto, no siempre están sujetas a niveles adecuados de mantenimiento y control de calidad. Las redes de radar, por otro lado, son operadas y mantenidas comúnmente a nivel nacional por una o unas pocas instituciones y tienen características operacionales y de error más estándares [Jonathan J Gourley y Hong, 2014].

Diversos autores han indagado acerca del efecto que produce la densidad de la red pluviométrica en la performance del ajuste de los datos de radar [Moore y col., 1994] [Goudenhoofd y Delobbe, 2009].

Goudenhoofd y Delobbe, 2009 realizaron un estudio comparativo donde evaluaron el efecto de la densidad de la red pluviométrica. La comparación fue realizada removiendo progresivamente pluviómetros de la red de referencia, procurando que la distribución espacial de los restantes pluviómetros permaneciera lo más uniforme posible. El análisis reveló que la sensibilidad es relativamente alta para los métodos geoestadísticos (ver sección 3.3.4.1) pero más bien pequeña para los métodos simples. Los métodos de ajuste geoestadísticos dan los mejores resultados para todas las densidades de red probadas y su beneficio relativo mejora con la densidad de la red. La Figura 3.44 resume los resultados obtenidos por dicho autor para los distintos métodos de ajuste utilizados, los cuales son comparados usando la métrica del Error Absoluto Medio (ver sección 3.3.4.2).

3.3.4.4 Comparación de Métodos

Goudenhoofd y Delobbe, 2009 realizaron un estudio comparativo de diferentes métodos de ajuste utilizando largos períodos observacionales (4 años) en una región montañosa de Bélgica. Se utiliza una red pluviométrica para realizar los ajustes y una red independiente de pluviógrafos climatológicos con mediciones diarias para realizar las verificaciones (ver Figura 3.45). Varias métricas estadísticas

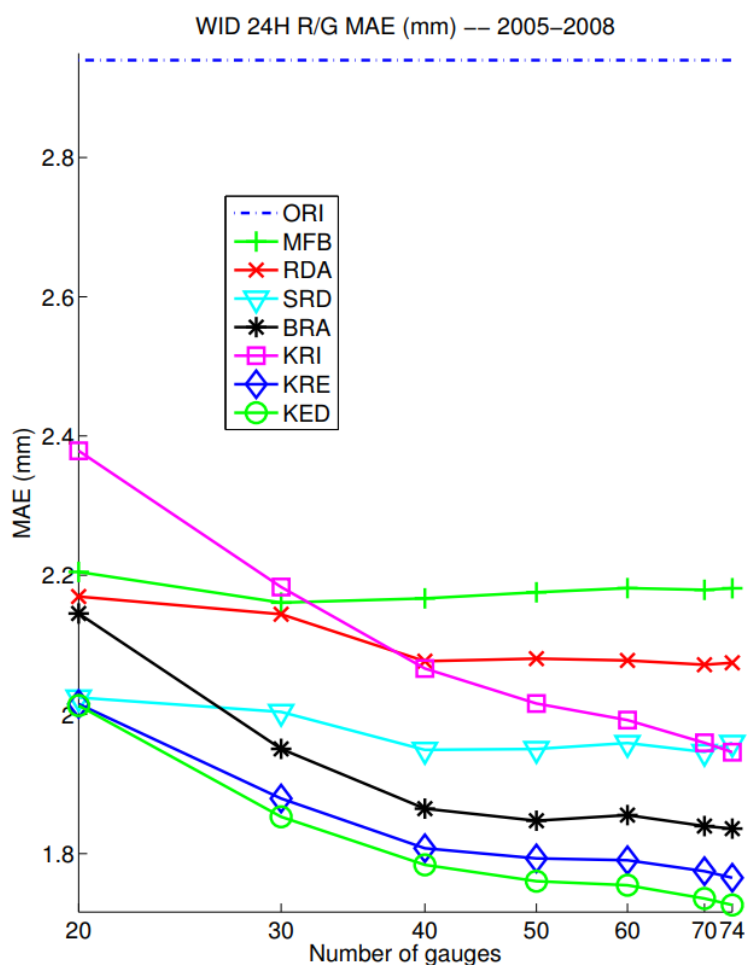


Figura 3.44: Comparación de distintos métodos de ajuste y distintas densidades de red pluviométrica, desde 1 pluviómetro cada 500 km^2 a 1 pluviómetro cada 135 km^2 , utilizando como métrica el Error Absoluto Medio. Gráfica extraída de Goudenhoofd y Delobbe, 2009.

son computadas para evaluar y comparar los diferentes métodos utilizados [Goudenhoofd y Delobbe, 2009]. Todos los métodos de ajuste y métricas de validación utilizados en dicho estudio fueron presentados en secciones precedentes.

El autor verificó inicialmente la consistencia de los resultados de los 4 años del conjunto de datos por separado. La Figura 3.46a muestra que la performance de los distintos métodos es similar para los 4 años, solo existiendo variaciones significativas en el método de Kriging que usa únicamente la red pluviométrica. La Figura 3.46b muestra cómo el MAE de todos los métodos se reduce considerablemente comparado a los datos originales sin corregir (ORI). Un método simple de corrección como el MFB redujo el error en cerca del 25%. Al utilizarse RDA se logró un mejoramiento adicional. Mejoramientos superiores fueron obtenidos utilizando los métodos espaciales SRD y BRA. El método KRI, basado únicamente en los datos de la red pluviométrica, mostró un buen resultado debido a la alta densidad de la red. Los dos métodos geoestadísticos KRE y KED tuvieron el mejor rendimiento para esta métrica, en el caso de KED el error se redujo en casi 40% respecto a los datos originales. Las restantes métricas, ilustradas en las Figuras 3.46c y 3.46d, presentan resultados similares respecto a la performance de los distintos métodos de ajuste.

Los patrones espaciales de precipitación diaria pueden variar significativamente a lo largo de un año, lo que implica que la precisión en la QPE y la representatividad espacial de las mediciones

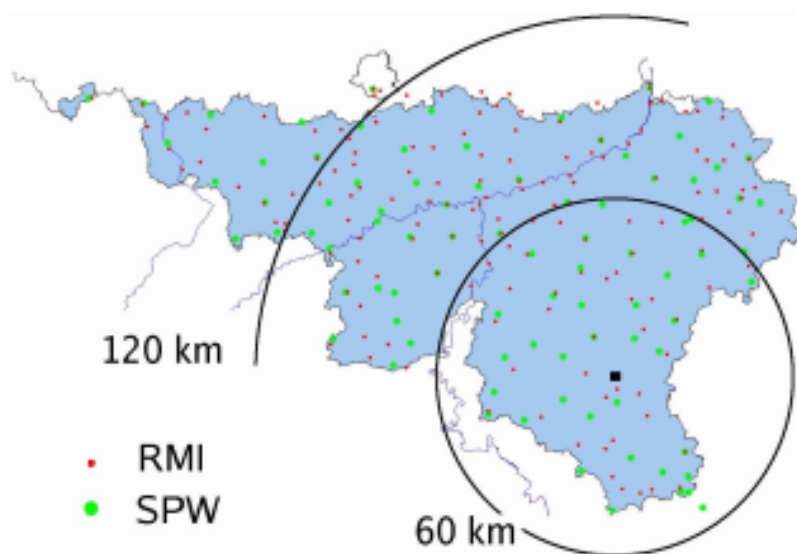


Figura 3.45: Región de Walloon, Bélgica. Se muestra la cobertura del Radar (cuadrado negro), la red telemétrica SPW y la red climatológica RMI. Gráfica extraída de Goudenhoofdt y Delobbe, 2009.

dependen de la estación del año. Goudenhoofdt y Delobbe, 2009 en su estudio indagaron también sobre esta problemática. La Figura 3.47 resume los resultados obtenidos en dicho trabajo, mostrándose el valor de MAE (normalizado por la MAE original del radar) dividido por mes durante un período de un año. El método KRI fue relativamente inexacto en verano donde son frecuentes las tormentas convectivas localizadas, mientras que en invierno la performance del método mejoró considerablemente y fue similar a KED, el método de mejor performance a lo largo de todo el período evaluado. Este análisis hace suponer que la información adicional proporcionada por el radar es especialmente valiosa durante el verano, cuando prevalecen los eventos convectivos.

Es interesante, además, ver los efectos del rango en la relación P/R que se obtuvieron en dicho estudio. La Figura 3.48 muestra los resultados obtenidos dividiendo los datos cada 20 km hasta los 120 km desde el radar. Como es de esperar los métodos que no contemplan las variaciones espaciales en rango se degradaron cuando la distancia al radar fue incrementada.

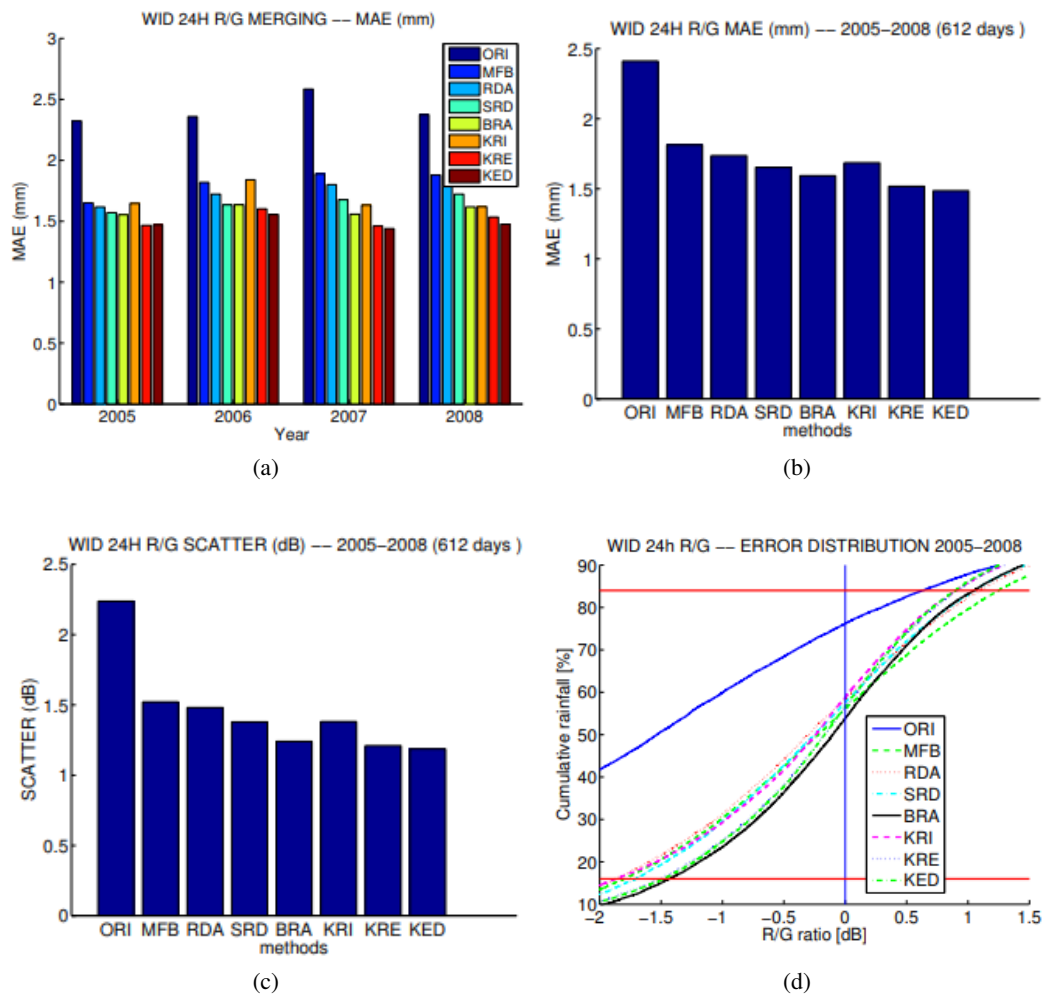


Figura 3.46: (a) Métrica de Error Absoluto Medio de todos los métodos de ajuste discriminado por año. (b) Métrica de Error Absoluto Medio de todos los métodos de ajuste. (c) Método de Dispersión (“Scatter”) (d) Método de Distribución de Errores (“Error Distribution”). Los gráficos b, c y d están basados en los datos de verificación de los 4 años del conjunto de datos. Gráficas extraídas de Goudenhoofd y Delobbe, 2009.

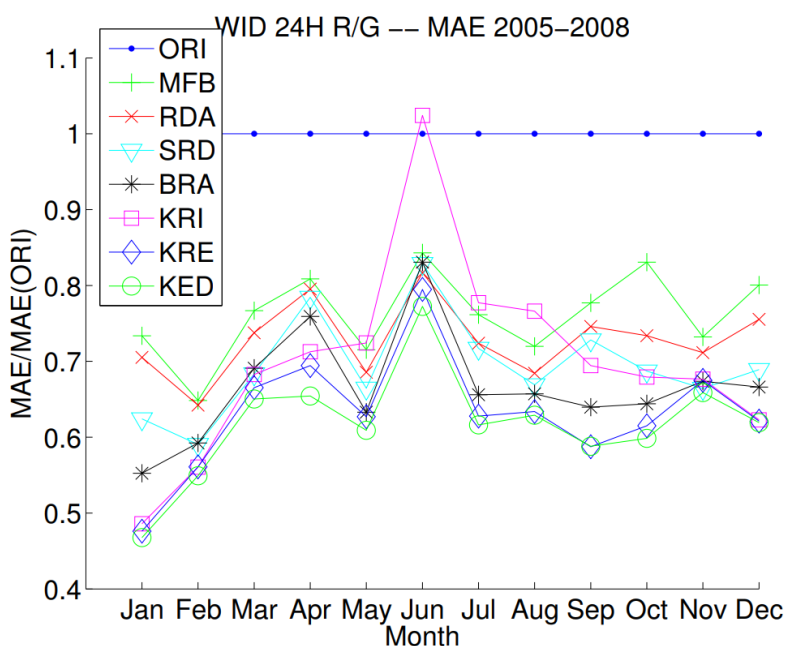


Figura 3.47: Error Absoluto Medio de todos los métodos para cada mes del año. El resultado es normalizado por el Error Absoluto Medio de los datos originales del radar. Gráfica extraída de Goudenhoofd y Delobbe, 2009.

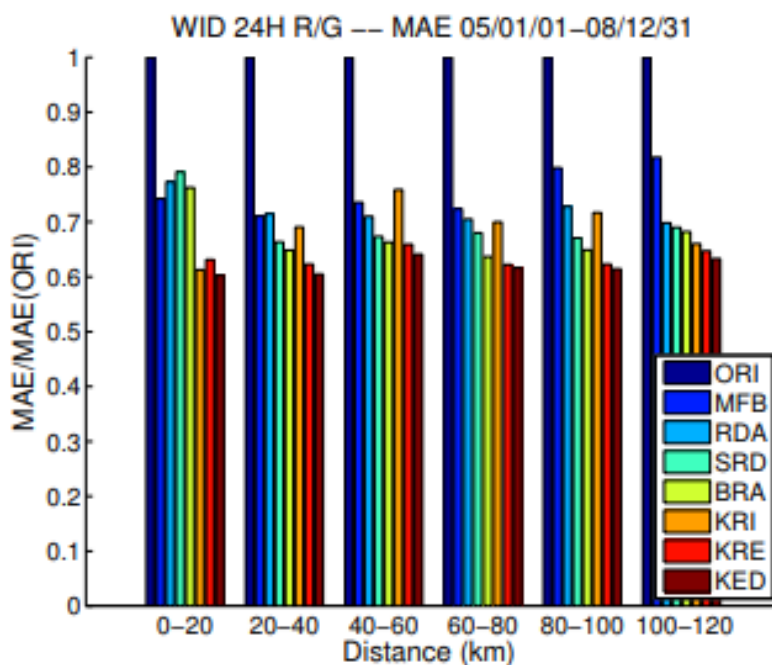


Figura 3.48: Evaluación del efecto del rango en QPE utilizando la métrica del Error Absoluto Medio para distintos métodos de ajuste. Las correcciones fueron normalizados usando el MAE de los datos originales. Gráfica extraída de Goudenhoofd y Delobbe, 2009.



4. Biblioteca de Proc. de Datos Hidrometeorológicos

4.1 Arquitectura y Descripción General

La biblioteca de *Procesamiento de Datos Hidrometeorológicos* (en adelante '**HIDROMET**') está diseñada para procesar, vincular y comparar datos provenientes de radares meteorológicos, estaciones meteorológicas automáticas y radio sondeos atmosféricos. Incluye funciones para la identificación, descarga automática, conversión de formatos, gestión de almacenamiento en disco y memoria RAM, filtrado, control de calidad, procesamiento, análisis estadísticos generales y por regiones geográficas, y visualización de datos provenientes de múltiples bases de datos para los distintos tipos de instrumentos mencionados.

La misma está desarrollada principalmente en el Lenguaje de Programación Python (Python)¹ y complementada con módulos auxiliares escritos en Lenguaje de Programación C++ (C++), Bourne Shell, YAML, CSS, JavaScript y XML. Está estructurada en 7 paquetes generales y más de 50 módulos, sumando más de 75 mil líneas de código y documentación. La biblioteca ha sido diseñada e implementada utilizando herramientas de Ingeniería en Software como diagramas de secuencia, diseños UML, casos de uso y pruebas unitarias, entre otros; y se ha implementado siguiendo un modelo de programación orientada a objetos y técnicas de procesamiento paralelo para optimizar la performance de módulos críticos, aprovechando así las arquitecturas de microprocesadores modernos con múltiples núcleos y/o hilos de procesamiento.

Las siguientes secciones del presente capítulo se abocan a la descripción general de la estructura de la biblioteca, configuración y flujos de procesamientos aplicados a los distintos tipos de datos. La Figura 4.1 muestra un diagrama esquemático general donde puede apreciarse la estructura de paquetes y módulos que componen la misma.

4.1.1 Estaciones Meteorológicas Automáticas

Las EMAs² son representadas mediante una clase llamada 'aws'. Esta contiene la información general de la EMA como el código único de identificación, nombre, latitud, longitud y altitud, entre otras; y metadatos adicionales a la estación o sensores componentes como, por ejemplo, dueño, base de datos, localidad, departamento, provincia, cuenca de pertenencia, etc.

¹Testeada en versiones de Python 3.6 o superiores.

²También denominadas 'Automatic Weather Stations (AWSs)', por su terminología en Inglés.

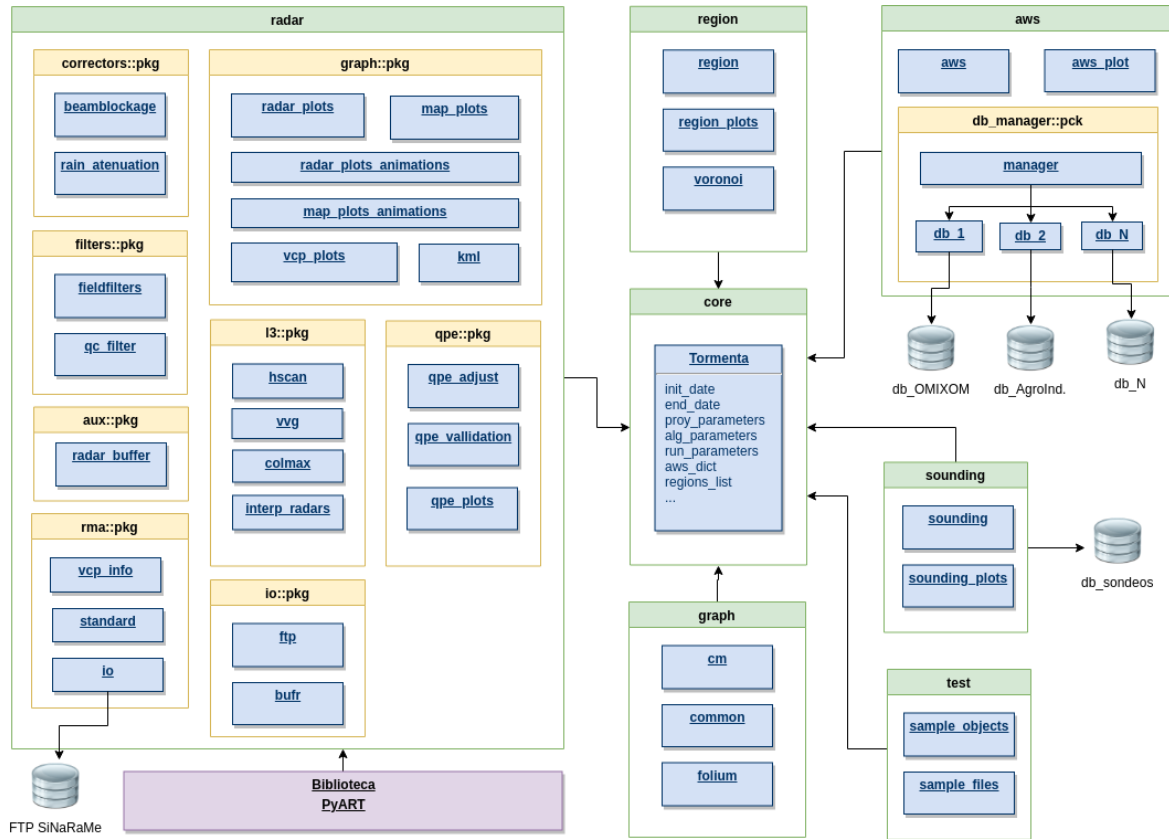


Figura 4.1: Diagrama esquemático general de 'HIDROMET'.

Una vez creados los objetos es posible comprobar el estado de funcionamiento y descargar los datos registrados por los sensores incorporados en las EMAs, para cualquier período de tiempo, desde múltiples bases de datos de forma transparente. El huso horario utilizado en la búsqueda de datos es siempre Tiempo Universal Coordinado (UTC), los módulos de vinculación con las respectivas bases de datos convierten las fechas al huso horario de las mismas y, posteriormente, realizan la conversión inversa sobre las estampas de tiempo de los resultados.

También es posible asociar a cada EMA los datos medidos por radares meteorológicos cuyas áreas de cobertura contengan la zona de localización de la misma. Los objetos 'radar' (ver sección 4.1.4) son vinculados a los objetos 'aws' mediante la identificación de la celda de información de radar que contiene la posición geográfica de la EMA. Esta celda suele identificarse como 'celda central' mientras que aquellas que rodean a la misma se denominan 'celdas contiguas', las cuales pueden estar constituidas por las 8 o 24 celdas más próximas. Una vez realizada la vinculación entre ambos instrumentos es posible copiar los distintos campos de radar relacionados a la posición de la estación meteorológica.

Todos los módulos relacionados a la gestión, procesamiento y análisis de datos registrados en superficie por las EMAs se nuclean en el paquete general de 'HIDROMET' denominado 'aws'. Algunas de las funcionalidades implementadas en este son:

Db_manager

En este subpaquete se concentran los módulos particulares de gestión implementados de forma ad-hoc para cada una de las bases de datos integradas al sistema y, por otro lado, los módulos generales de operación y consulta de datos. Los módulos particulares resuelven la provisión de credenciales de acceso, detalles de conexión, descarga de datos y almacenamiento rápido de registros previamente

consultados (memoria ‘cache’), entre otros. Los módulos generales, en cambio, permiten a los usuarios abstraerse de las particularidades de implementación de las distintas bases de datos, posibilitando la realización de las siguientes acciones de forma transparente al origen de los datos consultados:

- Descarga y actualización del listado de EMAs disponibles.
- Descarga de datos registrados: esto se realiza, dependiendo de la tecnología con la que se encuentran implementadas las base de datos, mediante Interfaces de Programación de Aplicaciones (APIs, por sus siglas en Inglés "Application Programming Interfaces") o la técnica de ‘Scrapping’ de datos (recuperación de información de forma automatizada) en caso de tratarse de sitios web públicos sin APIs disponibles.
- Estandarización de metadatos: para esto se utilizan APIs públicas que permiten recuperar las localidades, departamentos, provincias y países vinculados a las coordenadas geográficas de ubicación de las EMAs.

Filtros

El módulo ‘filters’ nos permite incorporar o eliminar EMAs de un diccionario de estaciones utilizando criterios como:

- Disponibilidad de Datos: las EMAs se excluyen/incluyen en función de los datos disponibles en determinado período de tiempo.
- Umbrales de Decisión: la inclusión/exclusión de las EMAs se define en función de si de alcanzan ciertos umbrales de decisión prefijados.
- Ubicación Geográfica: se filtran las EMAs ubicadas dentro de cierta área de cobertura fijada con un punto de referencia y coordenadas polares.
- Campos de Metadatos: se utilizan los distintos campos de metadatos como criterio de inclusión/exclusión de las distintas EMAs como dueño, base de datos de origen, tipo de estación (hidrológica, meteorológica o hidrometeorológica), localidad, región y provincia, entre otras.
- Pertenencia a ciertas regiones o cuencas: se incluyen/excluyen aquellas estaciones que se encuentran contenidas dentro de ciertas regiones.
- Manual: se filtran los diccionarios en función de listados de EMAs predefinidos.

Control de Calidad

El módulo ‘qc’ contiene una serie de funciones diseñadas para el control de calidad de los datos de EMAs. Para esto, en primer lugar, se aplica un algoritmo de asociación de EMAs cercanas que permiten identificar subgrupos de la mismas. A continuación, en cada uno de estos grupos, se aplica un control cruzado de datos a los fines de detectar anomalías en los campos de las distintas variables meteorológicas analizadas. Finalmente se filtran los datos defectuosos o, en su defecto, se descarta la EMA en su totalidad.

Gráficos

El subpaquete ‘aws_plots’ nuclea los módulos de visualización gráfica. Estos implementan funciones tanto para la generación de gráficos estáticos a través de la biblioteca ‘matplotlib’, como de gráficos dinámicos mediante el uso combinado de las bibliotecas ‘folium’ de Python, ‘leaflet’ para la gestión de mapas del lenguaje ‘JavaScript’ y renderizado dinámico a través de navegadores webs (ej: Mozilla Firefox, Google Chrome, etc.). Las opciones de visualización implementadas son:

- *Lineales de Sensores*: se grafican las series temporales de datos registrados por uno o más sensores. Por ejemplo, la Figura 4.2a muestra el registro de los sensores de temperatura y precipitación de la EMA ‘Acipro Santa Rosa I’ para el período comprendido desde el 30/03/2019 al 2/04/2019.
- *Lineales Comparativos EMA/Radar*: se grafican datos de sensores (ej: pluviómetros) comparados con campos de radar asociados. Por ejemplo, la Figura 4.2b compara el registro de lluvia

de la EMA ‘Colonia Caroya’ y un campo QPE generado a partir de datos del RMA-1 para el período comprendido entre el 30/03/2019 al 2/04/2019.

- ‘*Scatters*’ *Ponderados y Simples*: las EMAs se representan mediante símbolos (círculos, rectángulos, etc) sobre un mapa al cual es posible agregarle distintas capas de información como: ríos, rutas, departamentos, límites provinciales/internacionales, entre otros. Es posible, también, ponderar el tamaño y color de los símbolos en función del valor de determinado sensor.
- ‘*Scatters*’ *Dinámicos*: ídem a ‘*Scatters*’ *Ponderados y Simples* pero utilizando mapas dinámicos. Esto permite interactuar con mayor libertad con los distintos mapas. La Figura 4.3, por ejemplo, muestra la distribución de EMAs sobre un mapa dinámico de la provincia de Córdoba ponderadas según la precipitación registrada. El registro pluviométrico define el tamaño de los símbolos utilizados en la representación, donde mayor tamaño denota registros pluviométricos más intensos.

4.1.2 Regiones

Las regiones son representadas mediante la clase ‘region’, la cual vincula un área geográfica determinada a datos u otros objetos contenidos en la misma. Las áreas de las regiones son definidas mediante polígonos, formateados típicamente en archivos tipo shapefile ‘.shp’, y pueden tener formas arbitrarias para describir cualquier tipo de superficie como cuencas de ríos, ejidos urbanos, provincias, embalses y lagos, entre otros.

Hay dos instrumentos de sensado que pueden ser vinculados a una region: *radares meteorológicos* y *EMAs*. Los objetos ‘radar’ son vinculados a las regiones identificando las celdas que coinciden parcial o totalmente con su área de cobertura para una determinada estrategia, volumen y barrido de trabajo del radar. Luego, es posible agregar a las regiones las distintas variables polarimétricas y campos disponibles en los objetos ‘radar’. Las EMAs a través de los objetos ‘aws’, por su lado, son asociadas a las regiones si la ubicación geográfica de las mismas se encuentra dentro de la superficie definida para la región.

Los módulos relacionados a la gestión de las regiones se encuentran en el paquete general de la biblioteca denominado ‘region’. Se incluyen módulos para la identificación, vinculación, procesamiento, cálculo de precipitación y visualización de los datos de las mismas.

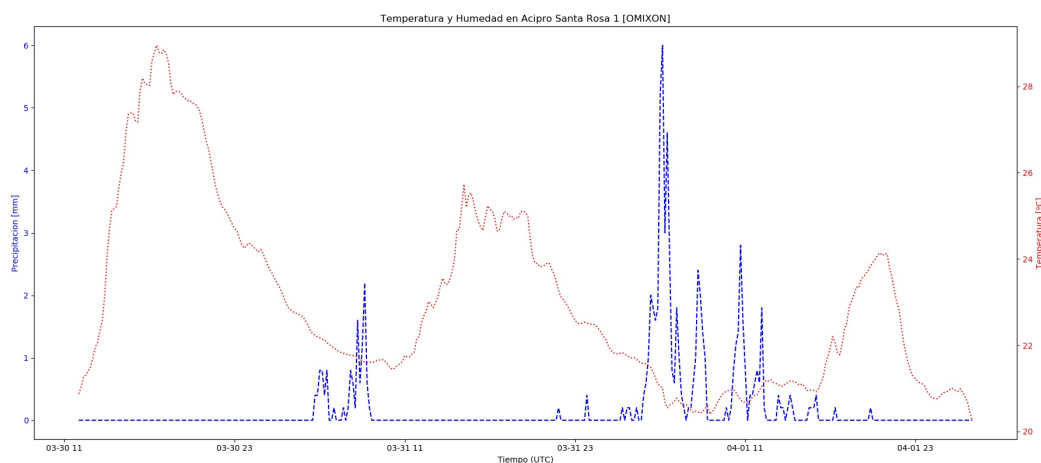
Cálculo de Precipitación Media en Regiones

Una de las principales funcionalidades de los objetos ‘region’ es el cálculo de la *precipitación media* en su área de cobertura para un determinado período. Este valor puede ser estimado utilizando ambas fuentes de datos asociables:

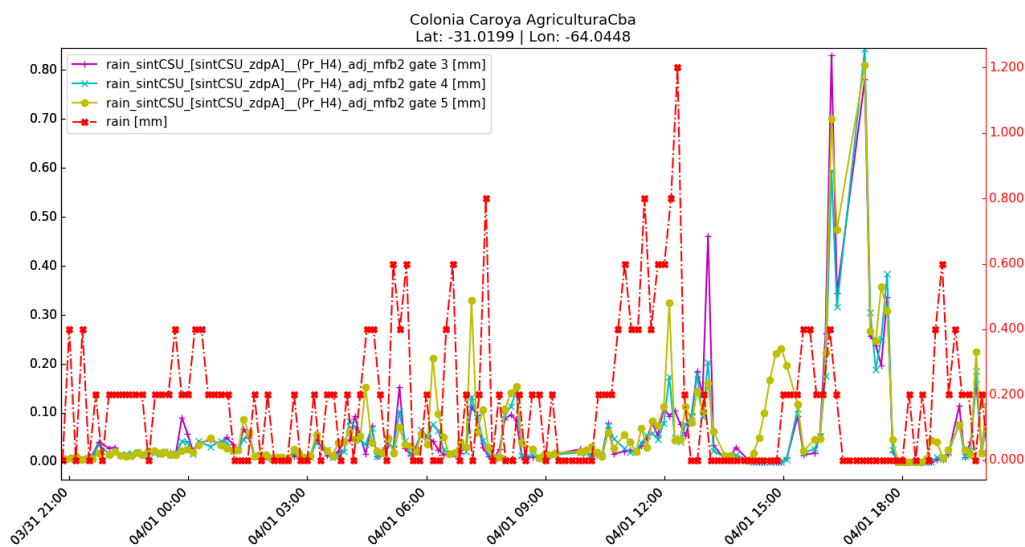
Usando campos QPE de Radar El proceso puede iniciarse partiendo desde campos de tasa de precipitación o directamente utilizando campos QPE de radar previamente generados. El primer caso implica previamente utilizar los campos de tasa de precipitación (generados a partir de los datos de radar) para calcular el campo QPE correspondiente en cada una de las celdas asociadas a la región. Finalmente, utilizando el campo QPE resultante se calcula la media del mismo para todas las celdas asociadas a la región, dando como resultado la precipitación media de la misma.

Usando el Método de Thiessen Este método permite calcular la precipitación en una región determinada a partir de las estaciones meteorológicas localizadas en el interior y en proximidades de la misma. El procedimiento puede resumirse de la siguiente manera:

1. *Selección de Área Envolvente*: se debe definir una área que envuelva completamente la superficie de la región. Esta es utilizada como superficie de contorno para seleccionar las EMAs que se encuentran dentro y en proximidades de la región.



(a)



(b)

Figura 4.2: (a) Gráfico lineal de la serie temporal del registro de temperatura y precipitación de la EMA 'Acipro Santa Rosa I', propiedad del Gobierno de la Provincia de Córdoba, para el período comprendido desde el 30/03/2019 al 2/04/2019. (b) Comparación del registro de lluvia de la EMA 'Colonia Caroya' (ubicada en la localidad homónima) perteneciente al Gobierno de la Provincia de Córdoba y un campo QPE generado a partir de datos del RMA-1 (leyenda 'rain'). En ambos sensores se utilizan datos correspondientes al período 30/03/2019 a 2/04/2019.

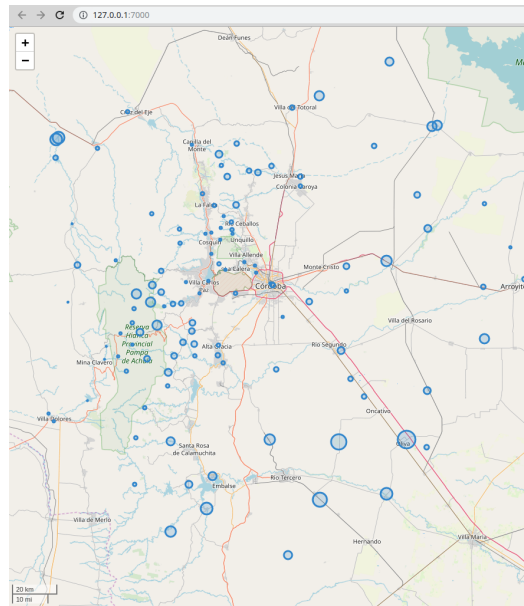


Figura 4.3: Gráfica de dispersión ponderada por precipitación visualizada sobre un mapa interactivo. Se muestran las estaciones pertenecientes al Gobierno de la Provincia de Córdoba para el período comprendido entre el 30/03/2019 y 2/04/2019. Las EMAs se representan mediante un círculo cuyo tamaño es proporcional a la precipitación registrada en dicho período.

2. *Trazado de Polígonos de Thiessen*: una vez definidas las EMAs y el área circundante a utilizar, se trazan los polígonos de Thiessen o Voronoi definiendo el área de influencia de las mismas.
3. *Área de los Polígonos Internos*: se debe calcular el área de cada uno de los polígonos de Thiessen que se encuentran contenidos total o parcialmente dentro del área de la región.
4. *Cálculo de Precipitación Areal de Polígonos Internos*: la precipitación de cada EMA es ponderada por el área interna dentro de la región de sus respectivos polígonos de Thiessen. Esto es $P_i * A_i$, donde 'P' denota la precipitación en cada EMA y 'A' la superficie resultante de la intersección del polígono de Thiessen asociado a la misma y la superficie de la región. El procedimiento se repite, desde el paso 2 en adelante, para cada uno de los registros pluviométricos.
5. *Cálculo de Precipitación Media de la Región*: se realiza la sumatoria de las precipitaciones areales para cada una de las EMAs utilizadas y se lo divide por el área total de la región, es decir: $P_{med} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i * A_i}{\sum A_i}$.

Gráficos

El módulo 'region_plot' contiene funciones destinados a la visualización de los datos asociados a la región, tanto de radar como EMAs, de forma independiente o combinada. Se utiliza la biblioteca gráfica 'matplotlib' y 'cartopy' para la generación de mapas estáticos. Las opciones de visualización implementadas son:

- *Campo de Radar sobre Mapa*: se grafica un determinado campo de radar asociado a la región sobre un mapa personalizable mediante capas de información (ej: cauces y/o cuencas de ríos, lagos, rutas, etc.). La Figura 4.4 muestra precipitación estimada con datos del RMA-1 en la región coincidente con la cuenca del río San Antonio entre el 30/3 a las 9 h y el 2/4 de 2019 a las 0 h.
- *Polígonos de Thiessen*: se grafican los polígonos de Thiessen calculados a partir de una superficie envolvente, el área de la región y las EMAs asociadas a la misma. Por ejemplo, la Figura 4.5

muestra esta gráfica calculada en base a una área envolvente coincidente con los límites de la Provincia de Córdoba y las EMAs pertenecientes a la base de datos pública del OHMC.

- *Precipitación Acumulada*: se grafica la precipitación acumulada en la región estimada por alguno de los métodos disponibles. La Figura 4.6 muestra, por ejemplo, la precipitación estimada con el método de Thiessen para la cuenca del Lago San Roque, utilizando la base de datos del OHMC, entre las 11 y 17 h del día 1 de abril de 2019.

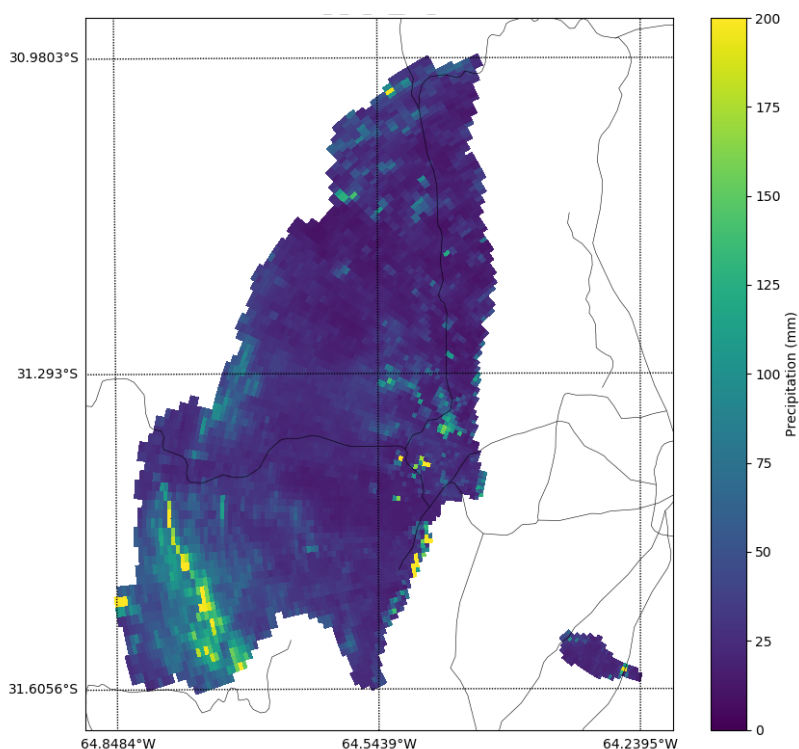


Figura 4.4: Precipitación estimada a partir de datos de radar de la cuenca del río San Antonio desde el 30/3 a las 9 h hasta el 2/4 de 2019 a las 0 h.

4.1.3 Radiosondeos Meteorológicos

Los radiosondeos meteorológicos están diseñados para medir diferentes parámetros atmosféricos desde la superficie hasta la alta troposfera. Para ello se utilizan globosondas con helio o hidrógeno integrados a una serie de instrumentos que sensan verticalmente la atmósfera, adquiriendo datos de humedad relativa, temperatura, presión, intensidad y dirección de vientos, entre otros. Estos son lanzados regularmente de 1 a 4 veces por día, dependiendo de las políticas de los distintos organismos regionales o nacionales responsables de la tarea. En el caso de Argentina el SMN es el ente encargado del lanzamiento de los radiosondeos, mediciones que se realizan 1 vez por día en distintos puntos del país de forma simultánea.

Conocer las características de la atmósfera puede ser de extrema utilidad para entender la fenomenología de determinado evento meteorológico bajo análisis y, adicionalmente, los datos provistos por los radiosondeos meteorológicos permiten complementar la información de otros instrumentos de sensado como radares, EMAs y disdrómetros, entre otros.

El paquete 'sounding' permite detectar, descargar y vincular de forma automática los datos del radiosondeo más cercano, temporal y geográficamente, a un determinado objeto 'radar'. En caso de tormentas prolongadas se utiliza el radiosondeo de mayor proximidad temporal al volumen de radar que se esté procesando. La información provista por el radiosondeo se utiliza para:

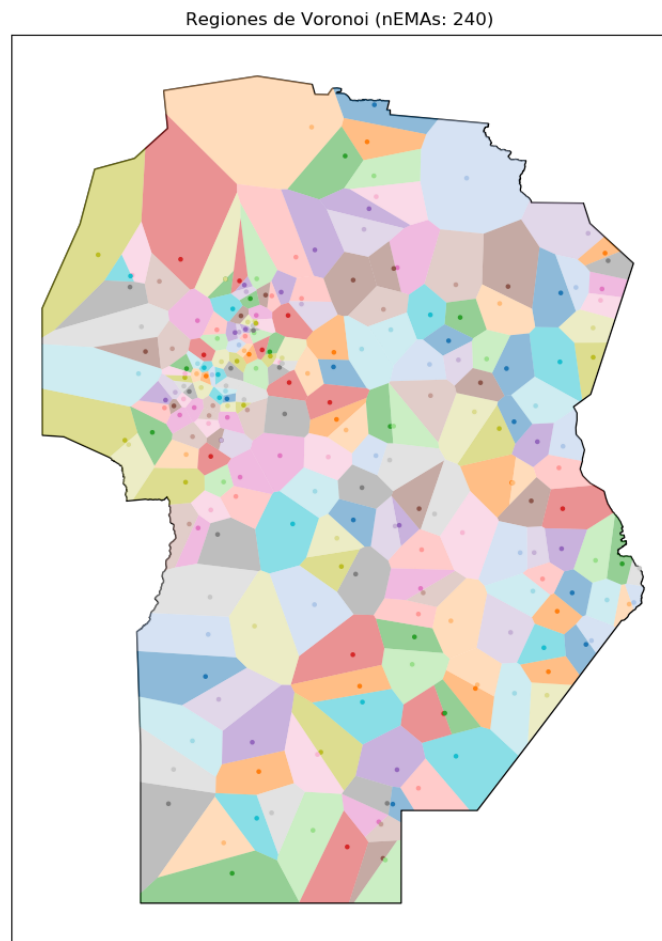


Figura 4.5: Polígonos de Thiessen calculados en base a una área envolvente que coincide con los límites provinciales de Córdoba y las EMAs pertenecientes a la base de datos del OHMC.

- *Estimar el campo de temperatura en los volúmenes de radar:* esto nos permite determinar la altura de la banda brillante y alimentar los algoritmos de identificación de hidrometeoros (ver sección 4.2.5.1).
- *Graficar el perfil vertical de la atmósfera:* esto se realiza utilizando ‘emagramas’, representación convencional de datos de radiosondeo. Los emagramas son utilizados para mostrar la tasa de caída de temperatura y los perfiles de contenido de humedad en la atmósfera, además de temperatura y presión.

La Figura 4.7a, por ejemplo, muestra un emagrama del radio sondeo emitido por el SMN el día 26 de septiembre de 2019 en las inmediaciones del Aeropuerto Internacional ‘Ambrosio Taravella’ de la Ciudad de Córdoba. Adicionalmente, la Figura 4.7b muestra un PPI del campo de temperatura estimado a partir de dicho radiosondeo para todo el patrón de cobertura volumétrico del RMA-1. Notar el efecto de inversión térmica registrado por el radio sondeo en dicha fecha y la correspondencia del fenómeno en el campo de temperatura estimado.

4.1.4 Radares

Los volúmenes de radar son representados mediante la clase ‘radar’ de la biblioteca Python ARM Radar Toolkit (PyART), proyecto de software libre diseñado específicamente para el procesamiento de datos de radar meteorológico [Jonathan J Helmus y S. M. Collis, 2016].

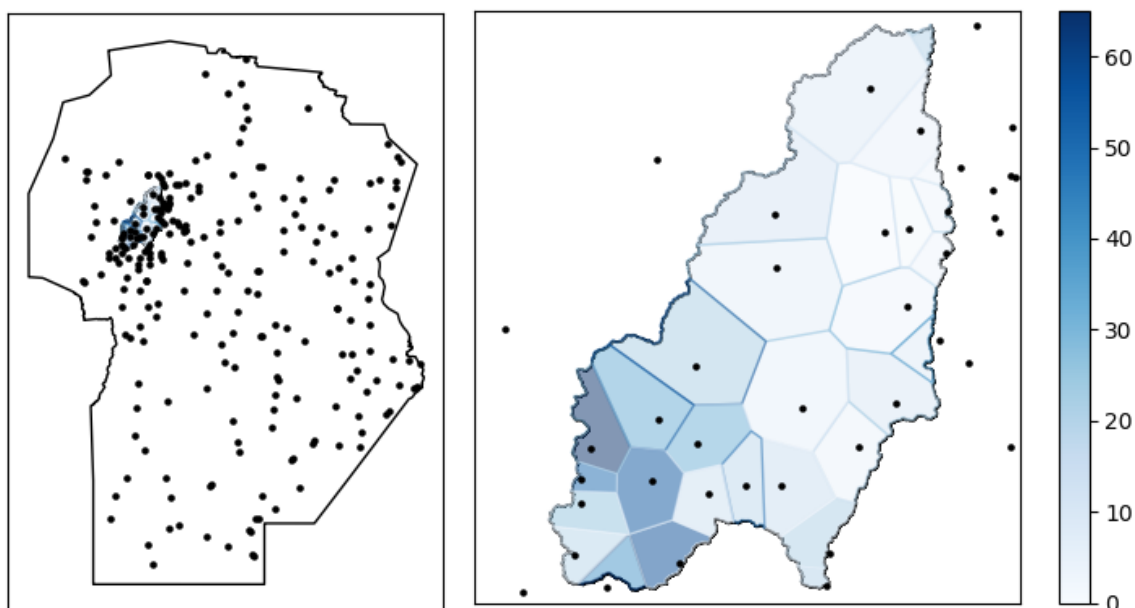


Figura 4.6: Precipitación estimada en cada polígono de Thiessen dentro de la región objeto del cálculo. La región utilizada coincide con el área de la cuenca del Lago San Roque ubicado en la Provincia de Córdoba. La precipitación estimada por el método de Thiessen para la misma, desde las 11 a las 17 h del día 1 de abril de 2019, fue de 16,5 mm.

La biblioteca PyART además de proveernos del objeto ‘radar’, que estructura los datos y metadatos para su consulta y procesamiento, nos brinda una amplia gama de funcionalidades como conversores de formatos, filtros, correctores de datos, funciones para visualización, recuperación de campos, testeo, entre otros.

El paquete ‘radars’ de ‘HIDROMET’ (ver Figura 4.1) mantiene una estructura similar en su organización interna a PyART y complementa sus funcionalidades. Este está dividido en 8 subpaquetes destinados a: corrección de errores, filtrado y control de calidad, generación de gráficos y animaciones, entrada y salida de datos, productos de nivel 3, estimación cuantitativa de precipitación y particularidades del RMA.

En las siguientes subsecciones se describen las características principales de este paquete.

4.1.4.1 Visualización de Datos (Subpaquete ‘Gráfico’)

Este subpaquete concentra los módulos destinados a la visualización de datos de radar. Se incluyen funciones para graficar volúmenes individuales, realizar animaciones de series de volúmenes, proyecciones sobre mapas y gráficos 2D o 3D del patrón de cobertura volumétrico. Los imágenes resultantes pueden ser almacenadas en diferentes formatos convencionales.

Módulos `map`, `radar`, `map_animation` y `radar_animation`

Estos 4 módulos concentran las funciones base para la generación de gráficos y animaciones con datos de radar. Hay dos tipos de gráficos posibles: ‘radar’ y ‘maps’.

Las funciones del tipo ‘radar’ utilizan los módulos gráficos implementados en PyART, que a su vez utilizan funciones nativas de la biblioteca gráfica ‘matplotlib’. Estos gráficos son menos costosos computacionalmente de generar y utilizan un sistema de coordenadas cartesiano para su representación.

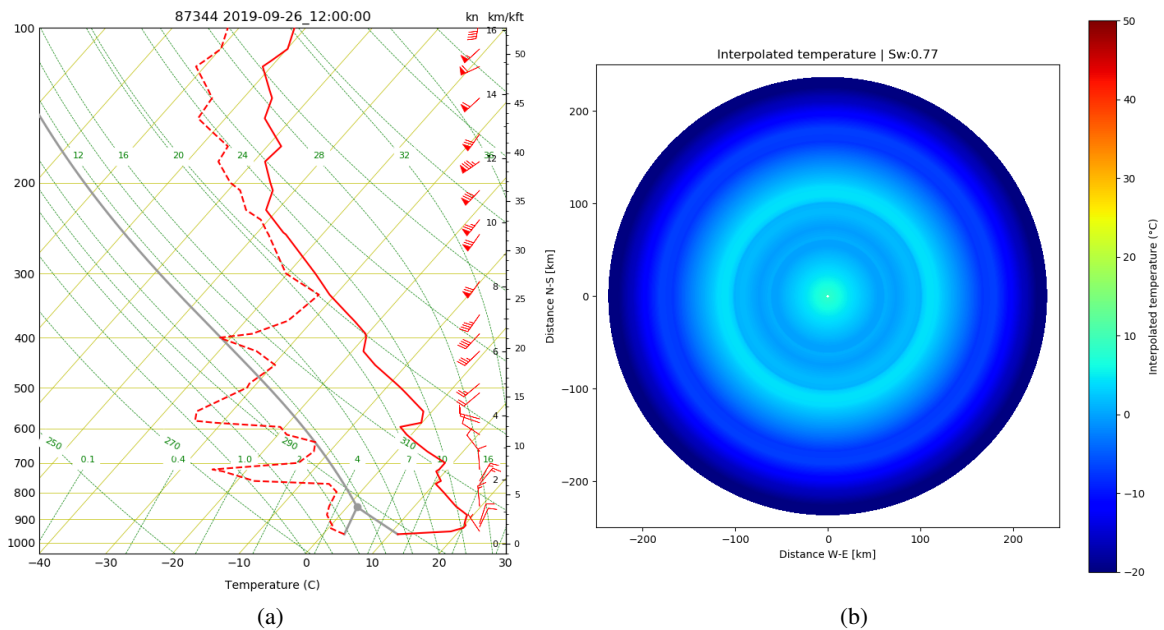


Figura 4.7: (a) Emagrama del radio sondeo emitido por el SMN del día 26/9/2019. (b) Campo de temperatura estimada en un volumen de radar del RMA-1 en la fecha de referencia.

Los gráficos tipo ‘maps’, adicionalmente, utilizan funciones de la biblioteca ‘cartopy’ para la georeferenciación y proyección de las imágenes de radar sobre mapas. En estos es posible representar simultáneamente otros objetos como EMAs o regiones a través de sus respectivas coordenadas geográficas y referencias o capas de información complementarias como rutas, ríos y delimitaciones políticas, entre muchos otros. Otra ventaja de este tipo de gráficos es la posibilidad de exportar las imágenes resultantes a formatos georeferenciados como ‘KML’ o ‘GeoTIFF’, lo que posibilita la manipulación de las mismas mediante algún Sistema de Información Geográfica (GIS, por sus siglas en Inglés "Geographic Information System") como ‘QGIS’, ‘Google Earth’, etc.

En ambos tipos de gráficos es posible incluir más de una figura en una única imagen resultante, las cuales son denominadas típicamente como ‘subfiguras’. La cantidad y distribución de las mismas sobre la imagen a generar puede ser modificada a través de distintos diseños o ‘layouts’, por su terminología en inglés. Las opciones de diseño implementadas en la biblioteca son: 1x1, 1x2, 2x2, 3x3 y 3x1; donde el primer dígito hace referencia al número de filas y el segundo al número de columnas.

Finalmente, los módulos de animación permiten, a partir de una serie de volúmenes de radar, producir una animación mediante la concatenación de los cuadros individuales generados para cada uno de estos volúmenes.

Patrón de Cobertura Volumétrico

El módulo ‘vcp’ reúne una serie de funciones que permiten realizar gráficos en 2 o 3 dimensiones del VCP de determinado radar en combinación con un DEM.

Esta herramienta gráfica permite analizar la cobertura de las estrategias de barridos operativas o bajo diseño, mediante la visualización de las zonas bloqueadas parcial o totalmente por la orografía circundante para los distintos barridos componentes de las mismas.

La Figura 4.8a, por ejemplo, representa la trayectoria de un haz del RMA-1 contemplando la curvatura de la Tierra, el índice de refracción estándar y su interacción con la orografía de la región.

La Figura 4.8b muestra, para un acimut determinado, un corte del patrón de cobertura volumétrica del volumen 1 de la estrategia 301 del RMA-1. En esta puede apreciarse el sobremuestreo espacial, producto del solapamiento del lóbulo de radiación primario de la antenna, en las elevaciones más bajas y el distanciamiento progresivo de los mismos en las elevaciones superiores. También puede observarse la obstrucción total de las primeras dos elevaciones y la obstrucción parcial de la tercera y cuarta elevación a los 30 km de rango aproximadamente con las Sierras Chicas de Córdoba. La Figura 4.8c ilustra la cobertura en 3 dimensiones de un barrido de 0.55° del RMA-1 y su interacción con el terreno. Finalmente, la Figura 4.8d, ilustra el VCP en 3 dimensiones del volumen 1 de la estrategia 301 del RMA-1.

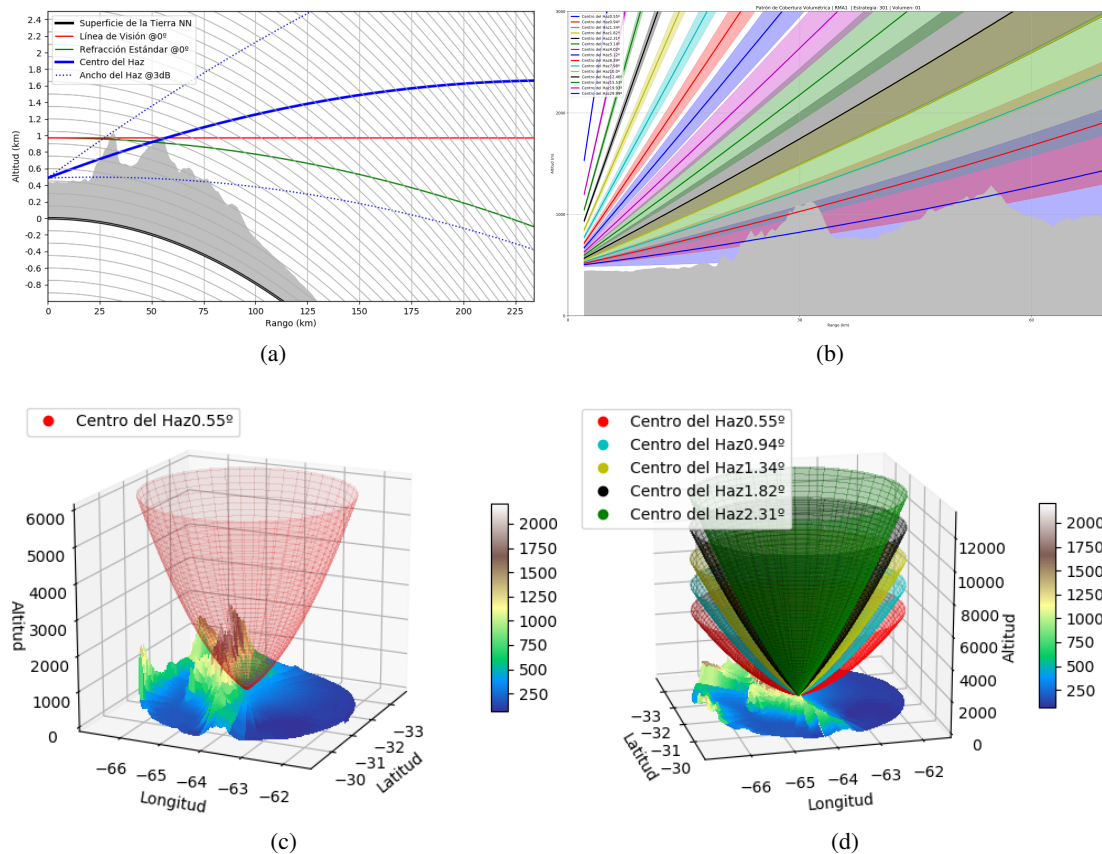


Figura 4.8: (a) Representación de la trayectoria de un haz del RMA-1 superpuesta a un modelo de elevación digital de terreno. La proyección del haz contempla la curvatura de la Tierra y el índice de refracción estándar. (b) Corte acimutal del VCP del volumen 1 de la estrategia 301 del RMA-1. (c) Ilustración en 3 dimensiones de un barrido del RMA-1 con ángulo de elevación de $0,55^\circ$ superpuestos a un DEM. (d) Patrón de cobertura volumétrica en 3 dimensiones del volumen 1 de la estrategia 301 del RMA-1.

4.1.4.2 Filtros y Control de Calidad (Subpaquete 'Filtros')

En este subpaquete se concentran los módulos diseñados para el filtrado y control de calidad de las distintas variables polarimétricas.

Las funciones de filtrado permiten enmascarar (o incorporar) las celdas de determinado campo de radar en función de uno o más umbrales predefinidos para otro u otros campos de radar. Estas funcionalidades de filtrado son complementarias a las incluidas en la biblioteca PyART.

Las Figuras 4.9 y 4.10 ilustran ejemplos de aplicación de las funciones de filtrado. La primera de estas muestra dos PPIs con los datos originales de las variables polarimétricas Z_h y ρ_{hv} de un volumen de radar registrado por el RMA-1 el día 6/10/2017. La Figura 4.10 muestra, en cambio, el resultado de aplicar dos filtros simples sobre los datos originales. El recuadro izquierdo ilustra un PPI de Z_h filtrado mediante un umbral de 10 dBZ, mientras que el recuadro derecho muestra un PPI de Z_h filtrado mediante un umbral de 0,95 de la variable ρ_{hv} .

El módulo de control de calidad será introducido y analizado en la sección 4.2.3.

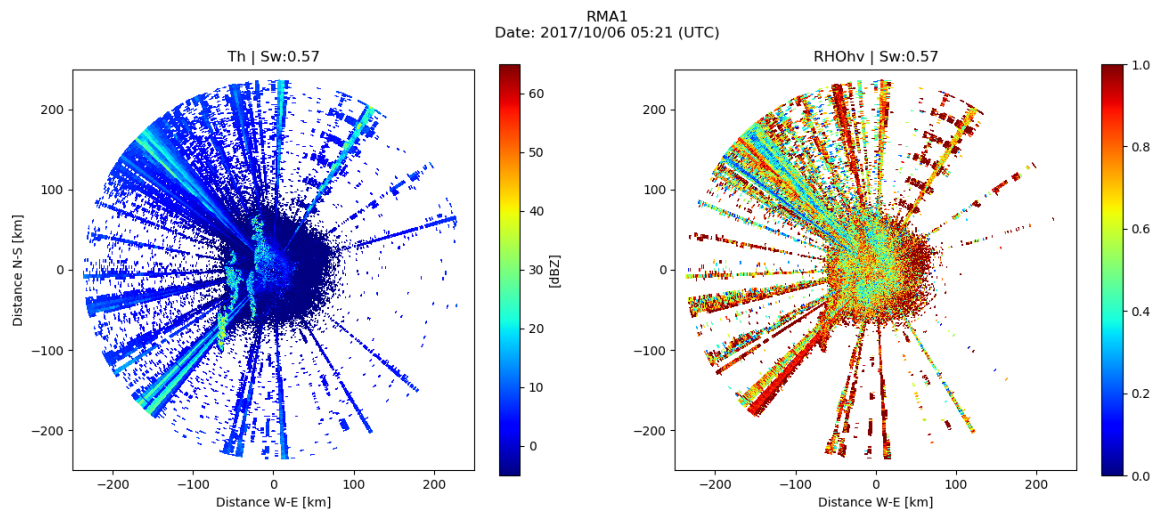


Figura 4.9: PPI de las variables polarimétricas Z_h y ρ_{hv} de una tormenta registrada el día 6/10/2017 por el RMA-1.

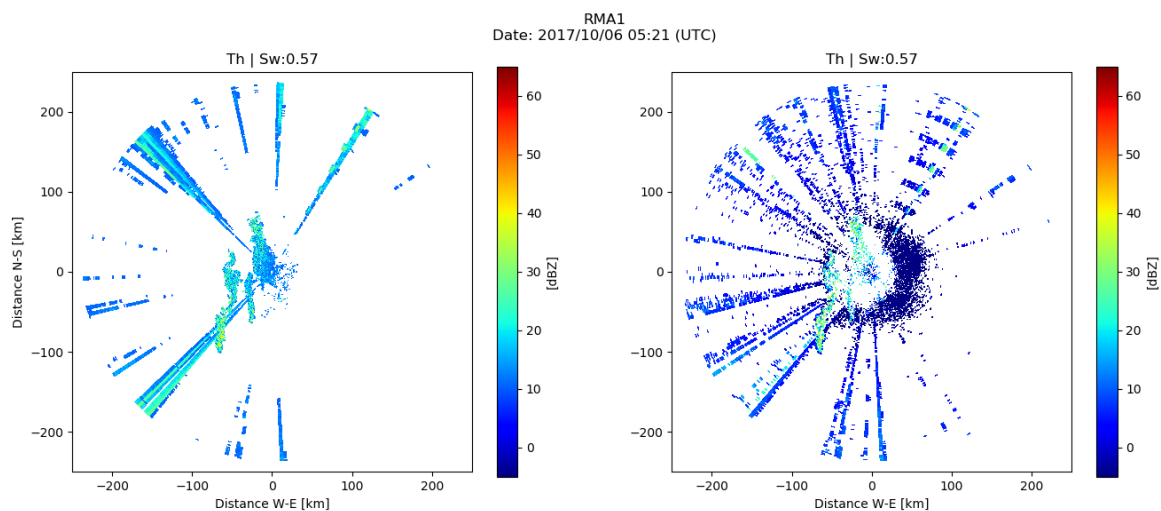


Figura 4.10: (Izq) PPI de la variable polarimétrica Z_h filtrada con un umbral de 10 dBZ. (Der) PPI de la variable polarimétrica Z_h filtrado con un umbral de ρ_{hv} de 0,95

4.1.4.3 Corrección de Campos (Subpaquete 'Correctores')

En este se nuclean módulos destinados a la corrección de errores de medición de los campos Z_h , Z_v y Z_{dr} , como los generados por el efecto de atenuación por precipitación y bloqueo parcial del haz con orografía circundante; y módulos para la corrección de los campos ϕ_{dp} y K_{dp} utilizando distintos modelos y algoritmos.

Los mismos serán descritos en detalle en la sección 4.2.4.

4.1.4.4 Entrada y Salida de Datos (Subpaquete 'E/S')

Este subpaquete incluye un módulo de conversión de formatos de volúmenes de radar y otro orientado a la descarga de archivos desde servidores de almacenamiento implementados bajo el estándar 'Protocolo de Transferencia de Archivos (FTP, por sus siglas en Inglés "File Transfer Protocol")'.

Conversor BUFR >NetCDF

Los RMA codifican sus archivos de Nivel 2 (N2) mediante el estándar europeo 'BUFR'. Si bien se encuentran disponibles numerosas herramientas de software libre de conversión cruzada entre formatos de radares, no existen conversores directos entre BUFR y un formato estándar capaz de ser abierto por los lectores de PyART u otras bibliotecas especializadas en radares meteorológicos como 'wradlib'. Es por ello que se desarrolló un módulo de conversión directo entre los formatos: BUFR y NetCDF.

El conversor está conformado por una biblioteca dinámica escrita en C++, encargada de la decodificación del formato BUFR y de un módulo de Python encargado de la recodificación a NetCDF. El conversor es factible de ser utilizado tanto dentro de 'HIDROMET' como externamente a través de una Interfaz Gráfica de Usuario (GUI, por sus siglas en Inglés "Graphic User Interface"), esta última implementada con objeto de facilitar su uso por otros miembros de la comunidad científica. Una ilustración de dicha GUI puede verse en la Figura 4.11.

La decodificación del archivo BUFR fue implementada en C++ para optimizar la performance en la primera etapa de la conversión, mientras que la codificación es optimizada con técnicas de multiprocesamiento aprovechando el hecho que los volúmenes de radar codificados en BUFR se separan en archivos individuales para cada una de las variables polarimétricas generadas por las unidades de procesamiento de los radares. El archivo NetCDF, finalmente, agrupa todas las variables polarimétricas y campos de metadatos del radar.



Figura 4.11: GUI del conversor BUFR / NetCDF implementado en 'HIDROMET'. Se convierten de forma recursiva todos los subdirectorios que se encuentren dentro de la dirección de conversión ingresada como parámetro.

Conexiones FTP

El SiNaRaMe publica sus volúmenes de radar en un servidor FTP con una determinada estructura de directorios y nomenclatura en función del radar, variable polarimétrica y fecha de generación de

los volúmenes. Este módulo implementa ciertas funciones comunes a los fines de poder establecer comunicación con servidores FTP y realizar la descarga de los volúmenes de radar en formato BUFR.

4.1.4.5 Productos de Nivel 3 (Subpaquete 'N3')

Este subpaquete agrupa una serie de módulos que implementan productos de Nivel 3 (N3) convencionales como Máximo Z de la Columna (ColMax) y otros productos originales desarrollados en 'HIDROMET'.

Vinculación Vertical de Celdas (VVC)

Este producto permite asociar las celdas de un barrido de referencia de menor elevación a las celdas de un barrido de trabajo de mayor elevación. Las celdas que comparten la misma posición geográfica sobre la proyección vertical de la celda de referencia son vinculadas a la misma.

Para cada VCP y barrido de referencia se genera y almacena un mapa de vinculación. La posibilidad de contar con estos mapas pregenerados posibilitan un rápido procesamiento de determinados productos de radar como el campo ColMax y 'Mosaico'.

ColMax

Este producto asigna a cada celda del barrido de menor elevación el máximo valor de Z_h encontrado verticalmente, desde el primer al último barrido del VCP. La generación del campo ColMax está optimizada mediante el uso del mapa VVC que se corresponde con la estrategia del volumen de radar a procesar. Adicionalmente, el módulo de generación de ColMax utiliza filtros de calidad de datos que son aplicados a los campos de entrada.

La Figura 4.12 compara el producto ColMax, generado a partir de un volumen de radar registrado por el RMA-1 el día 10/11/2018 a las 23:58 h, con un PPI del ángulo de elevación más bajo de dicho volumen.

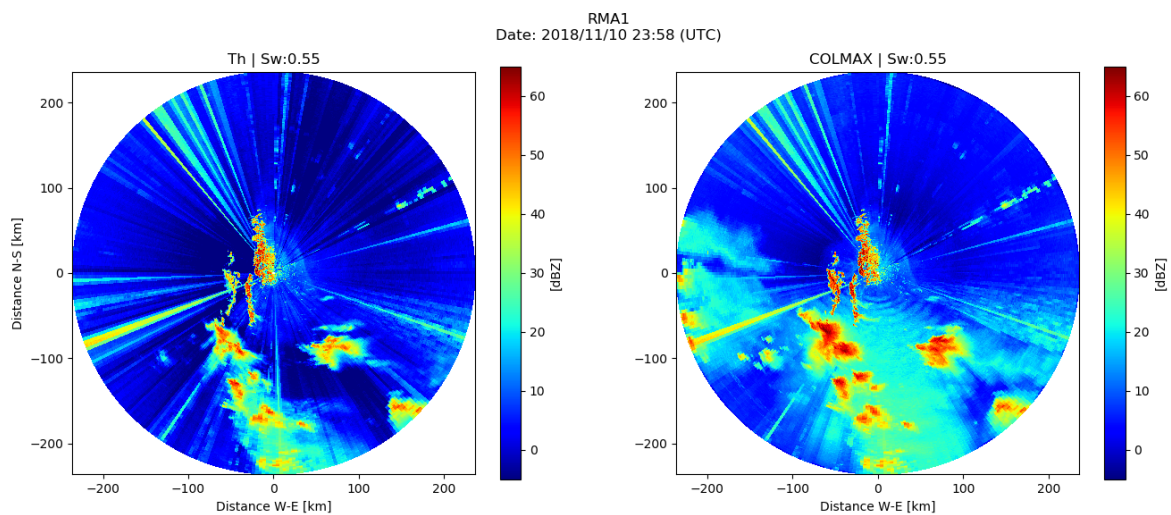


Figura 4.12: (Izq) Z_h correspondiente al barrido inicial ($0,55^\circ$ de elevación) del Volumen 1 de la estrategia '0301' del RMA. El mismo fue registrado por el RMA-1 el día 10/11/2018 a las 23:58 h UTC. (Der) Producto ColMax elaborado con el conjunto de barridos que conforman el volumen referenciado. Los barridos utilizados fueron registrados por el RMA-1 de forma consecutiva, a partir del barrido inicial mencionado.

Mosaico

El producto ‘Mosaico’ aprovecha la redundancia de información existente en una región cubierta por más de un radar combinando los datos de los mismos. En la zona de solapamiento se utiliza como fuente el conjunto de datos más adecuado en función de ciertos criterios preestablecidos como los VCPs utilizados, tecnología y/o características técnicas de los radares, mayor o menor lejanía a determinado punto de referencia, entre otros factores afectantes como fuentes de interferencias externas, calibración electrónica de los instrumentos, disponibilidad, clutter de terreno y bloqueo parcial del haz, entre otros.

El producto es procesado en coordenadas polares a los fines de evitar la interpolación o suavizado de los datos, conservando la estructura de los volúmenes de datos originales y evitando la introducción de fuentes de errores innecesarias. El procesamiento puede resumirse de la siguiente manera:

1. Uno de los radares es elegido como referencia (radar primario) para todo el procesamiento.
2. Se calcula la intersección de los restantes radares (radares secundarios) respecto al área de cobertura del radar de referencia.
3. Se identifican y vinculan las celdas de los radares secundarios asociadas a las celdas del radar primario.
4. Se realiza la descarga de los volúmenes de los distintos instrumentos.
5. El campo de datos resultante se compone siguiendo el criterio preestablecido para su generación. Esto se realiza, para cada una de las celdas vinculadas, evaluando y copiando los correspondientes datos de los radares secundarios o conservando el valor original del radar de referencia según el criterio elegido.

La Figura 4.13 muestra un ejemplo del producto ‘Mosaico’ generado a partir del Radar Meteorológico Argentino 3 (RMA-3) y el Radar Meteorológico Argentino 4 (RMA-4) del SiNaRaMe, ubicados en la localidad de Las Lomitas, Provincia de Formosa y Ciudad de Resistencia, Provincia de Chaco, respectivamente. Para la generación del producto se utilizó Z_h , se fijó como criterio de decisión la conservación del máximo valor entre las celdas vinculadas y se tomo como referencia el RMA-4. El campo resultante, tal como se aprecia en la figura, produce una suave transición entre los volúmenes de datos de ambos radares.

Barridos Híbridos

Este producto es descrito en la sección 4.2.5.

4.1.4.6 Estimación Cuantitativa de Precipitación (Subpaquete ‘QPE’)

Este subpaquete se subdivide en 3 módulos: ajuste, validación analítica y validación gráfica. Las métricas de validación, técnicas de ajuste y detalles de vinculación de la información de radar y EMAs son tratados y desarrollados en detalle en la sección 4.2.7.

4.1.4.7 Particularidades del RMA (Subpaquete ‘RMA’)

Este subpaquete contiene los módulos relacionados a las características y detalles de implementación particulares de los RMAs. En particular se contempla la arquitectura de almacenamiento, nomenclatura de volúmenes de radar, estandarización de los nombres de las variables polarimétricos generadas por la Unidad de Procesamiento (UP), y lectores de las estrategias de generación de los VCPs.

Entrada y Salida de Datos

El módulo ‘E/S’ está diseñado para operar específicamente con volúmenes de radar generados por los RMAs. Algunas de las funciones implementadas son:

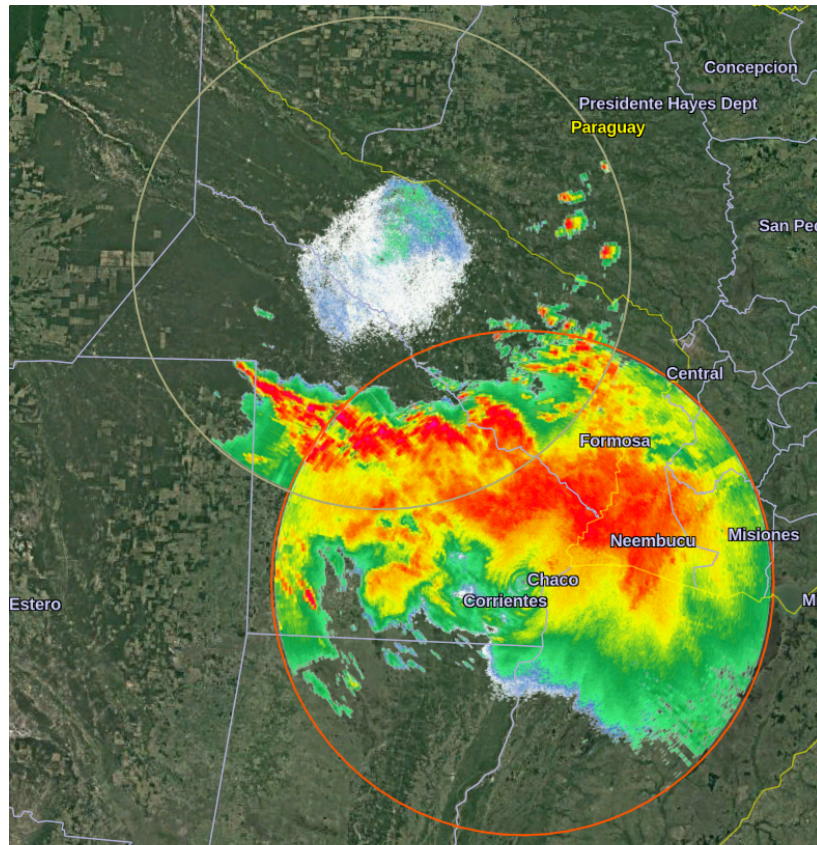


Figura 4.13: Producto ‘Mosaico’ de Z_h de una tormenta registrada por los radares RMA-3 y RMA-4 el día 26/10/2017. Se fijó como criterio de decisión la conservación del máximo valor entre las celdas vinculadas y se tomo como referencia el RMA-4.

- Identificación de volúmenes de radar disponibles en repositorios locales y/o remotos para determinados períodos temporales.
- Descarga de archivos desde el servido FTP de SiNaRaMe.
- Conversión automática de formato BUFR a NetCDF.
- Lectura, almacenamiento y eliminación de volúmenes de radar.
- Respaldo de seguridad y reinicio a valores originales de volúmenes.
- Administración de repositorios locales.

Estrategias de Operación

Las estrategias de operación de los RMAs, tal como fue descrito en la sección 2.2, se describen en archivos tipo ‘.XML’. Estos establecen los parámetros de configuración del radar que deben utilizarse al momento de generar los barridos que conforman los distintos VCPs incluidos en la estrategia. El módulo ‘estrategias’ ha sido diseñado para leer y extraer dichos parámetros de estos archivos.

Las funciones implementadas permiten extraer, para cada barrido, el número de pulsos emitidos, PW, PRF, alcance máximo, tipo de procesamiento y filtros aplicados durante el procesamiento de los datos de Nivel 1 (N1). Adicionalmente, para cada volumen, se extrae la descripción, número y ángulos de elevaciones incluidas; y el tipo de barrido (PPI o RHI) y longitud de integración de celdas a utilizarse en el volumen.

Módulo de Estandarización

Este módulo es el encargado de estandarizar nombres y metadatos utilizados por defecto en los RMA. En primer lugar, las variables polarimétricas son redefinidas con nombres típicamente utilizados en la bibliografía. Luego, se estandarizan los metadatos y se incorpora información adicional no incluida originalmente en los archivos BUFR. El idioma a utilizar es configurable y se puede optar entre Inglés o Español.

4.1.5 Herramientas de Visualización General (Paquete ‘Gráfico’)

Este paquete integra los módulos de visualización de las clases ‘radar’, ‘region’ y ‘aws’. Adicionalmente, se incluyen nuevas paletas de colores, discretas y continuas, diseñadas ad-hoc para los distintos productos de Nivel 3 implementados en HIDROMET.

Módulo Multiplot

Este módulo permite combinar en una sola figura los gráficos diseñados para representar datos de radares, regiones y EMAs, en adelante denominados ‘Multiplots’.

El número, tipo y parámetros de configuración de las subfiguras a incluir son definidos utilizando diccionarios. Es posible, adicionalmente, incluir elementos comunes a las todas las subfiguras como referencias concéntricas, símbolos georeferenciados y capas de información de mapas, entre otros.

Las posibles distribuciones de los paneles individuales sobre la figura principal están preestablecidas, debiendo optarse por alguna de las siguientes: ‘1’, ‘1+1+1’, ‘1+2’, ‘1+1+2’, ‘1+1+2’, ‘1+2+2’, ‘2+2+2’, ‘2+2+2+2’, ‘1+1+1 más leyenda’. La cantidad de sumandos denota el número de columnas a graficar de izquierda a derecha y el valor del sumando indica la cantidad de filas en la que estará subdividida la columna. El layout ‘1+1+2’, por ejemplo, indica que se graficarán 3 columnas y la última estará subdividida en 2 filas. Los layouts que terminan en ‘más leyenda’ incorporan un recuadro en la parte inferior de la figura donde se muestra una leyenda personalizable.

La Figura 4.14 es un MultiPlot que integra 3 subfiguras de variables polarimétricas distintas: Z_h , ρ_{hv} y K_{dp} y una del campo de precipitación (estimado a partir de datos de radar) para una serie de regiones, todas relativas al volumen de radar registrado por el RMA-1 el día 31/3/2019 a las 23:24 h UTC. En la quinta subfigura se muestra la lluvia registrada en superficie por la EMA ‘Ascochinga’, perteneciente a la base de datos del OHMC, en conjunto con el campo QPE de radar estimado para la ubicación de la EMA para el período comprendido entre el 30/3/2019 a las 19 h UTC y el 31/3/2019 a las 19 h UTC.

4.1.6 Integración de Componentes (Paquete ‘Núcleo’)

Este es el paquete central de ‘HIDROMET’, está orientado a la integración de los distintos componentes de la biblioteca. El mismo contiene el módulo ‘Tormenta’, parametrizaciones y algoritmos establecidos por defecto y varios módulos auxiliares.

El primero de estos contiene la clase homónima: ‘Tormenta’, abstracción que vincula los objetos y datos de radares, EMAs, radiosondeos y regiones asociados a determinado evento hidrometeorológico. En esta se implementa la cadena completa de procesamiento, en la cual se hace uso de las funcionalidades de ‘HIDROMET’ y de las restantes bibliotecas complementarias: PyART, ‘wradlib’, ‘CSU Radar Tools’ y ‘DualPol’. El procesamiento abarca desde la inicialización y descarga de los datos hasta el postprocesamiento y generación de gráficos resultantes. El Algoritmo de Estimación Cuantitativa de Precipitación, presentado en la sección 4.2, es parte de la misma.

En esta sección se describen los aspectos relacionados a la configuración, inicialización, parametrizaciones y aspectos generales del procesamiento de los datos, mientras que en la sección 4.2 se abordan los detalles específicos del flujo de procesamiento.

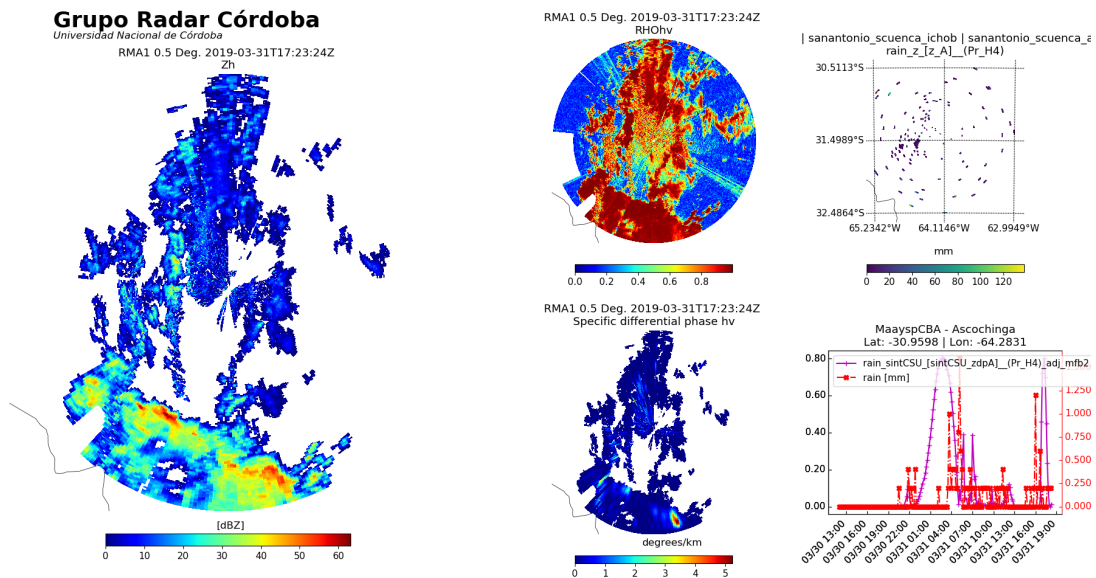


Figura 4.14: Multiplot que combina datos de radar, regiones y EMAs registrados entre el día 30/3/2019 a las 9 h y el 31/3/2019 a las 14:23 h.

4.1.6.1 Parámetros de Configuración General

Los parámetros a proveer incluyen desde la definición de la ruta del proyecto, direcciones de los recursos a utilizar, credenciales y configuración general del procesamiento de radar, EMAs y regiones; hasta banderas de control del log del sistema y resultados gráficos a generar.

Los parámetros de configuración pueden ser provistos de forma directa al generador de la clase 'Tormenta' o, en su defecto, ser cargados a través de un archivo preestablecido. Esta última opción posibilita almacenar y replicar fácilmente condiciones de procesamiento.

Todos los parámetros de menor relevancia (no críticos) no definidos durante la inicialización, reciben por defecto valores preestablecidos en la clase o en el archivo de parámetros globales de 'HIDROMET'.

4.1.6.2 Radares: Inicialización, Parametrizaciones y Generalidades

4.1.6.2.1 Inicialización y Gestión de Volúmenes

Repositorios de Volúmenes de Radar

La descarga de volúmenes de radar desde repositorios externos requiere el desarrollo de módulos ad-hoc que contengan las credenciales, detalles del protocolo de comunicación y transferencia de archivos (ej. Protocolo de Acceso Seguro (SSH, por sus siglas en Inglés "Secure Shell"), FTP, etc), especificaciones del árbol de directorios y nomenclatura de archivos utilizada, entre otros.

Durante el desarrollo de 'HIDROMET' se han utilizado datos exclusivamente del SiNaRaMe, por lo que actualmente se incluye únicamente un módulo de comunicación específico a dicho repositorio. Este se encuentra implementado mediante un servidor FTP localizado físicamente en el Centro de Operaciones (COP) del SiNaRaMe, ubicado en el partido de Ezeiza, Provincia de Buenos Aires. Los volúmenes de radar, como se describió en la sección 4.1.4.4, se encuentran codificados en el estándar Europeo BUFR.

Identificación, Descarga y Conversión de Volúmenes de Radar

Una vez fijadas las fechas de inicio y fin del evento meteorológico que se desea analizar, se comienza con la identificación de los volúmenes de radar coincidentes con dicho período. La búsqueda

se realiza en dos fuentes de datos alternativas: un repositorio interno (copia local de los datos) y el repositorio externo de trabajo configurado.

Una vez finalizada la búsqueda, se sincronizan ambos repositorios descargando los volúmenes de radar encontrados en el repositorio externo e inexistentes en el local. Finalmente, en caso de estar codificados en un formato distinto, los volúmenes de radar son convertidos al formato NetCDF,

Respaldo y Restauración de Archivos Originales

Una vez descargados y convertidos los datos, si la función se encuentra habilitada, se realiza una copia de seguridad de los mismos. Esto permite realizar restauraciones rápidas de los archivos originales.

El proceso de restauración, al iniciar un procesamiento, chequea si los volúmenes de radar han sido procesados previamente en concordancia con la configuración de procesamiento establecida en dicho momento. En caso de existir discrepancias los volúmenes de radar son restaurados a sus valores originales.

Gestión de Memoria RAM y Almacenamiento en Disco

Para la gestión en memoria de los objetos ‘radar’ se ha implementado la clase ‘radars_buffer’. Esta permite manejar conjuntos arbitrarios de volúmenes de radar gestionando el intercambio de datos entre memoria RAM y almacenamiento en discos rígidos de forma transparente y conforme a la configuración establecida. Es posible configurar modos de funcionamiento automáticos o manuales.

4.1.6.2.2 Parametrizaciones

El procesamiento combinado de los datos se realiza de acuerdo a parametrizaciones preestablecidas. Estas regulan tanto los algoritmos a utilizar en cada etapa del flujo de procesamiento como los parámetros que se usan en cada uno de dichos algoritmos.

Las parametrizaciones son definidas de la siguiente manera:

- **Parametrizaciones Algorítmicas:** son cada combinación posible de los parámetros de configuración de los distintos algoritmos de procesamiento implementados. Estas son identificadas unívocamente con una etiqueta y almacenados en un archivo específico.
- **Parametrizaciones de Corrida:** definen un conjunto específico de ‘parametrizaciones algorítmicas’ y parámetros complementarios a utilizar en la cadena de procesamiento de los datos. Estas son identificadas unívocamente con una etiqueta y almacenados en un archivo específico.

El procesamiento de los datos se realiza tantas veces como parametrizaciones de corrida sean seleccionadas, cada una de estas utilizando una cadena de procesamiento independiente. De esta forma, para cada parametrización se obtiene un conjunto independiente de resultados.

Las funcionalidades más importantes que agregan las parametrizaciones en ‘HIDROMET’ son:

1. Evaluar el impacto de la variación de uno o más parámetros de configuración de un determinado algoritmo.
2. Comparar simultáneamente algoritmos análogos (misma etapa de la cadena de procesamiento).
3. Ensayar modificaciones de la cadena de procesamiento en parametrizaciones independientes.
4. Combinar parametrizaciones con fines operativos y experimentales.
5. Evaluar distintos parámetros de ajuste de los campos de precipitación para una misma parametrización.

Si bien la inclusión de un número significativo de parametrizaciones tiene asociado un incremento proporcional en el costo computacional de procesamiento, se ha creado un mecanismo de nomenclatura unívoco de los productos intermedios y finales de Nivel 2 y Nivel 3 generados en cada parametrización. Este mecanismo evita el reprocesamiento innecesario de campos que comparten un

flujo de procesamiento común hasta determinado punto. Finalizado el procesamiento, los campos resultantes son renombrados utilizando una nomenclatura simplificada a los fines de poder asociar fácilmente los mismos con las parametrizaciones originantes.

4.1.6.2.3 Aspectos Generales del Procesamiento

Extracción de Barridos Útiles

Durante el procesamiento se utilizan únicamente los barridos del VCP que son requeridos por las parametrizaciones seleccionadas. Los barridos no utilizados se eliminan de los volúmenes de radar a los fines reducir la carga en memoria y tiempos de transferencia a disco.

Recorte de Haces, Celdas y Sectores

En función de los parámetros establecidos al iniciar el procesamiento, se recortan o enmascaran las celdas de radar que no serán utilizadas durante el procesamiento. Esto permite optimizar tiempos de procesamiento y memoria RAM.

Flujo de Procesamiento Normal e Híbrido

Cuando las parametrizaciones de corrida incluyen alguna parametrización algorítmica de ‘barrido híbrido’ se utiliza un flujo de procesamiento diferenciado denominado ‘modo híbrido’. En todos los otros casos se utiliza un flujo de procesamiento común, denominado ‘modo normal’.

- *Modo Normal*: el flujo de procesamiento definido por la parametrización se aplica sobre un único barrido de trabajo del VCP.
- *Modo Híbrido*: el flujo de procesamiento se aplica sobre uno o más barridos del VCP en función del número de elevaciones necesarias para la generación del barrido híbrido (ver sección 4.2.5.2).

Radar_Resumen

Los campos de radar resultantes del procesamiento de la totalidad de los volúmenes de radar para las distintas parametrizaciones activas, son almacenados en un objeto ‘radar resumen’. Por ejemplo, la sumatoria de las precipitaciones parciales estimadas para cada uno de los volúmenes de radar es almacenado en este tipo de objetos. Estos pueden ser guardados de forma permanente en archivos codificado mediante el estándar NetCDF.

4.1.6.3 Estaciones Meteorológicas Automáticas: Inicialización

El procesamiento de las EMAs requiere, en primer lugar, la definición de tres diccionarios de objetos ‘aws’, estos son: diccionario de ajuste, de validación y general. El primero se utiliza en la etapa de ajustes de datos de radar (ver sección 4.2.7). El segundo se utiliza en la etapa de validación de los ajustes efectuados sobre los datos de radar y debe ser estadísticamente independiente del primer grupo. Esta última condición implica que no pueden repetirse elementos entre ambos diccionarios. Por último, el tercer diccionario está conformado por la sumatoria de los dos primeros.

Si al iniciar el procesamiento los diccionarios no son provistos en el constructor del objeto ‘Tormenta’, estos son generados de forma automática. Este procedimiento puede resumirse en los siguientes pasos:

1. Se descargan las listas de EMAs disponibles de las respectivas bases de datos habilitadas.
2. Se crea un diccionario general de objetos ‘aws’ vinculados a cada una de las EMAs disponibles.
3. El diccionario general se filtra utilizando varios criterios: se descartan las EMAs ubicadas fuera del radio óptimo de operación del radar (120 km o menos), las que registran datos por debajo de ciertos umbrales y/o las que contienen determinados metadatos, entre otros posibles criterios.
4. Se descargan los datos correspondientes al período de la tormenta en evaluación.

5. Se realiza control de calidad sobre los datos descargados.
6. Se crean los diccionario de ajuste y validación a partir del diccionario general. Los criterios de división por defecto se basan en la proximidad entre las EMAs. Por ejemplo, si 3 EMAs se encuentran muy próximas entre sí, tanto en distancia como altitud, una de ellas será incluida en el diccionario de validación y las otras dos en el de ajuste, mientras que las tres serán parte del diccionario general.

4.1.6.4 Regiones: Inicialización

Al iniciar el procesamiento se debe proveer al constructor de la clase ‘Tormenta’ con un listado de regiones o, en su defecto, una lista de nombres de regiones a crear. En el último caso las regiones se generan a partir de los archivos ‘.shp’ asociados a dichos nombres. Si las regiones han sido creadas previamente se cargan directamente desde memoria cache.

Una vez inicializadas las regiones, se asocian las EMAs localizadas dentro del área delimitadas por las mismas y los metadatos de los radares vinculados. Los datos de radar son cargados en etapas posteriores.

4.2 Algoritmo de Estimación Cuantitativa de Precipitación

4.2.1 Introducción

La presente sección detalla las características del *Algoritmo de Estimación Cuantitativa de Precipitación* en lo que respecta al procesamiento de los datos de radar. La Figura 4.15 muestra un diagrama general del flujo de procesamiento implementado. Este es alterado dependiendo de las parametrizaciones seleccionadas, pudiendo saltarse etapas completas o pasos internos de las mismas.

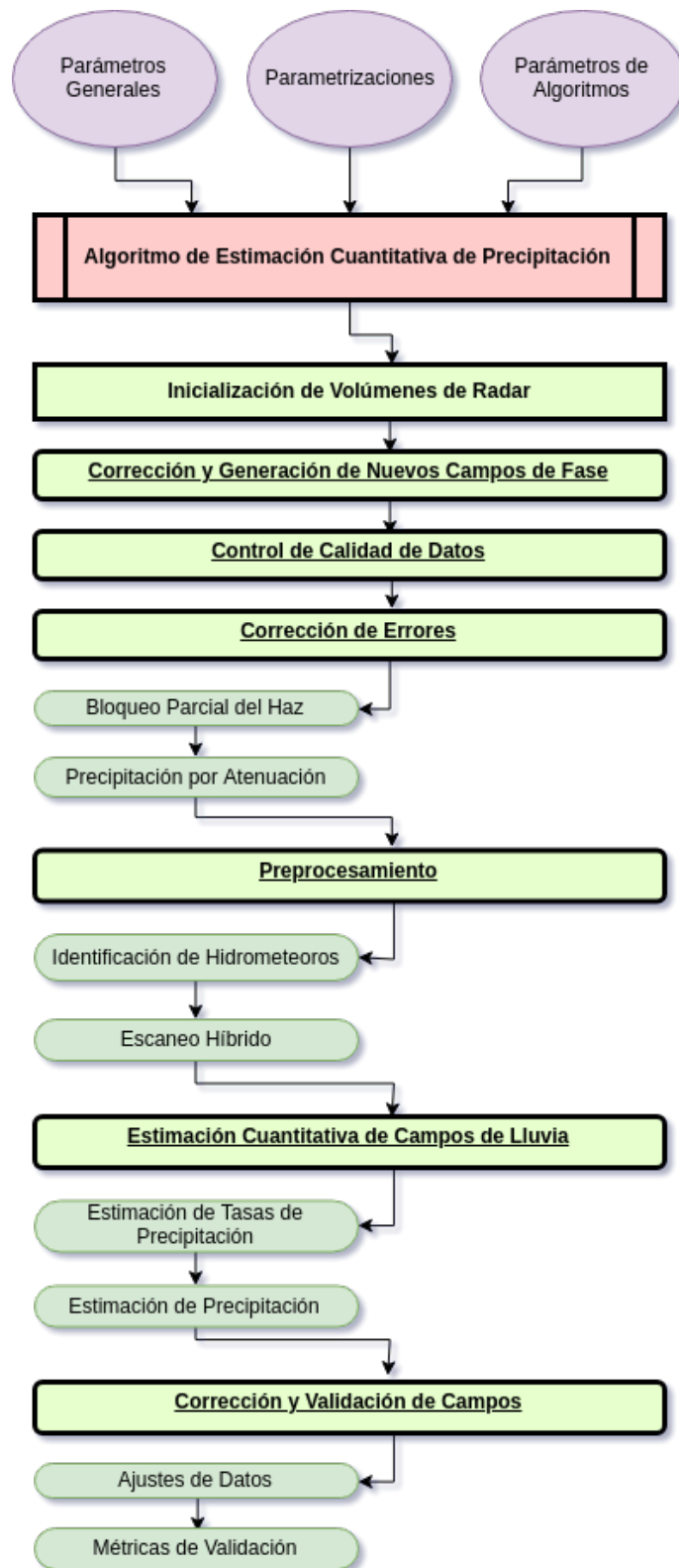
4.2.2 Corrección y Generación de Nuevos Campos de Fase

Un radar polarimétrico provee mediciones del Diferencial de Fase Total (Φ_{dp}), suma del Diferencial de Fase de Propagación (ϕ_{dp}) y del Diferencial de Fase de Retrodispersión (δ). A los fines de la corrección por atenuación y la estimación de precipitación la única componente de interés es ϕ_{dp} , ya que, tal como se describió en el capítulo 2, K_{dp} está relacionado con la derivada en rango de ϕ_{dp} .

Φ_{dp} es afectado típicamente por el ruido del sistema, desajustes de offset y problemas de aliasing. Diversos mecanismos han sido desarrollados para resolver estos inconvenientes como aplicación de filtros de mediana, promediado móvil, ajustes polinómicos, utilización de filtros de respuesta de impulso finito, y más recientemente derivada en rango en el dominio complejo [Vulpiani, Montopoli y col., 2012].

En esta etapa, por lo tanto, se utilizan algoritmos diseñados para corregir uno o más de estos errores, readecuando los campos preexistentes o generando nuevos. Los dos métodos actualmente disponibles son:

- Programación Lineal: este método utiliza programación lineal (LP, por sus siglas en inglés de ‘Lineal Programming’) para la recuperación de variables físicas. El procesamiento se realiza en dos etapas. En la primera se corrige el sesgo inicial del conjunto de datos y se desambiguan los haces utilizando esta nueva fase inicial y la detección de saltos entre valores extremos (360° a 0° o 180° a -180° , dependiendo del radar originante de los datos), obteniéndose como resultado un ϕ_{dp} desambiguado o ‘unfolded’, por su terminología en inglés. La segunda etapa toma como entrada el ϕ_{dp} desambiguado y le aplica restricciones físicas realistas de monotonicidad y autoconsistencia, para lo cual se utilizan las restantes variables polarimétricas. Referencia: S. E. Giangrande, McGraw y Lei, 2013.

Figura 4.15: Diagrama general de operación del *Algoritmo de Estimación de Precipitación*.

- Vulpiani: este algoritmo implementa derivación en rango mediante una ventana móvil multipaso. Referencia: Vulpiani, Montopoli y col., 2012.

Evaluación de Rendimiento y Casos de Prueba

Los métodos se han evaluado de forma cualitativa mediante el procesamiento de una serie de eventos meteorológicos registrados por el RMA-1. Un buen desempeño de los mismos es de suma importancia teniendo en cuenta que los algoritmos de corrección de campos de fase constituyen el primer eslabón de la cadena de procesamiento de los campos de precipitación en ‘HIDROMET’.

Las Figuras 4.16, 4.17 y 4.18 resumen los resultados obtenidos al corregir los campos de fase de un volumen de radar registrado por el RMA-1 el día 1/4/2019. En este se ha corregido ϕ_{dp} y generado un nuevo K_{dp} utilizando ambos métodos. En la Figura 4.16a se compara, para el haz de acimut 4° y elevación $0,5^\circ$, el producto ϕ_{dp} original respecto al corregido con el método Vulpiani, junto a Z_h , ρ_{hv} y la SNR. En esta puede apreciarse el buen comportamiento del algoritmo en las zonas de bajo ρ_{hv} donde ϕ_{dp} se torna ruidoso, en particular en los primeros 25 km y luego de los 150 km. La Figura 4.17 muestra el resultado del procesamiento de ϕ_{dp} aplicando el método LP para el haz de acimut 45° . En esta se observa un correcto ajuste del sesgo inicial del haz, trasladando el origen de 25 a 0° y un desempeño adecuado del proceso de desambiguado, en especial en las zonas de bajo ρ_{hv} donde el nuevo campo se mantiene estable a pesar de las fluctuaciones del ϕ_{dp} original. Adicionalmente, en el campo ϕ_{dp} resultante, se observa un correcto suavizado de las fluctuaciones del desambiguado y una adecuada autoconsistencia con los campos Z_h y ρ_{hv} .

La Figura 4.18 muestra la comparación de los resultados obtenidos por ambos métodos. Esta incluye PPIs de los campos ϕ_{dp} original, ϕ_{dp} desambiguado, ϕ_{dp} corregido por LP, ϕ_{dp} corregido por Vulpiani, K_{dp} generado por LP y K_{dp} generado por Vulpiani. Ambas técnicas presentan resultados adecuados a nivel cualitativo, sin embargo Vulpiani parece tener un peor comportamiento en algunos aspectos. Este último, por ejemplo, tiene un rendimiento inferior en la eliminación del clutter de terreno, asignando en algunos casos valores de 1 a 2 °/km en zonas donde no existen ecos meteorológicos. Por otro lado, el K_{dp} Vulpiani resultante se visualiza con mayor ruido y menos suavizados.

Casos adicionales fueron procesados para evaluar el desempeño comparativo de ambos métodos ante distintos escenarios meteorológicos. Las Figuras 4.19, 4.20, y 4.21 muestran los resultados de los mismos. La Figura 4.19 es un caso de núcleos convectivos aislados con presencia de un frente de viento en cercanía del radar, la Figura 4.20 es un caso de lluvia estratiforme y la Figura 4.21 es un caso de núcleos convectivos con registro confirmado de granizos de gran tamaño, todos registrados por el RMA-1 los días 29/11/2019, 31/3/2019 y 8/2/2018 respectivamente.

Si bien ambas técnicas de procesamiento tienen un desempeño adecuado, los campos obtenidos mediante el método LP presentan mejores resultados en todos los casos. Este último parece ser menos afectado por las interferencias externas, la corrección de ϕ_{dp} guarda mejor autoconsistencia con las restantes variables polarimétricas y es menos afectada por el clutter de terreno, y el K_{dp} generado muestra un comportamiento menos ruidoso, más suave y acorde a la fenomenología sensada.

4.2.3 Calidad de Datos

Este algoritmo tiene como objetivo el filtrado de blancos no meteorológicos e interferencias, está basado en un método supervisado de tipo árbol de decisiones y es alimentado por múltiples variables polarimétricas. El funcionamiento del mismo puede resumirse de la siguiente manera:

1. **Remoción de Celdas Inválidas:** utilizando umbrales de referencia, para cada una de las variables polarimétricas a utilizar, se remueven las celdas que no cumplen con criterios preestablecidos para ser consideradas como celdas meteorológicas.

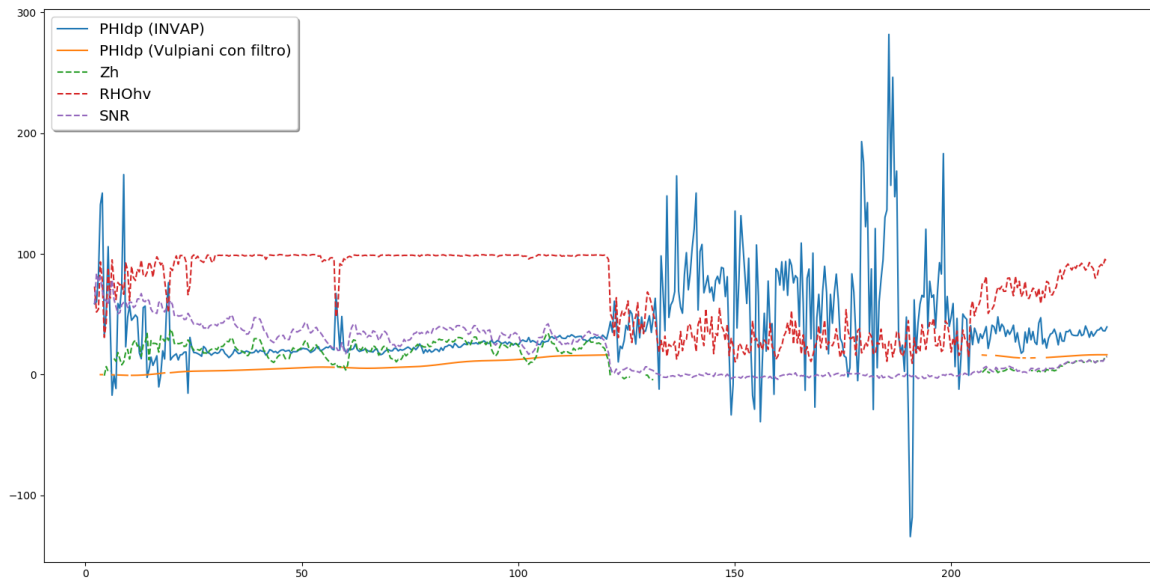


Figura 4.16: Comparación del campo ϕ_{dp} corregido con el método Vulpiani y el ϕ_{dp} provisto por el fabricante. Los datos graficados corresponden al haz de acimut 4° del barrido de trabajo de menor elevación ($0,5^\circ$) del volumen '1' de la estrategia '301'. Este fue registrado por el RMA-1 el día 1/4/2019 a las 12:07 h.

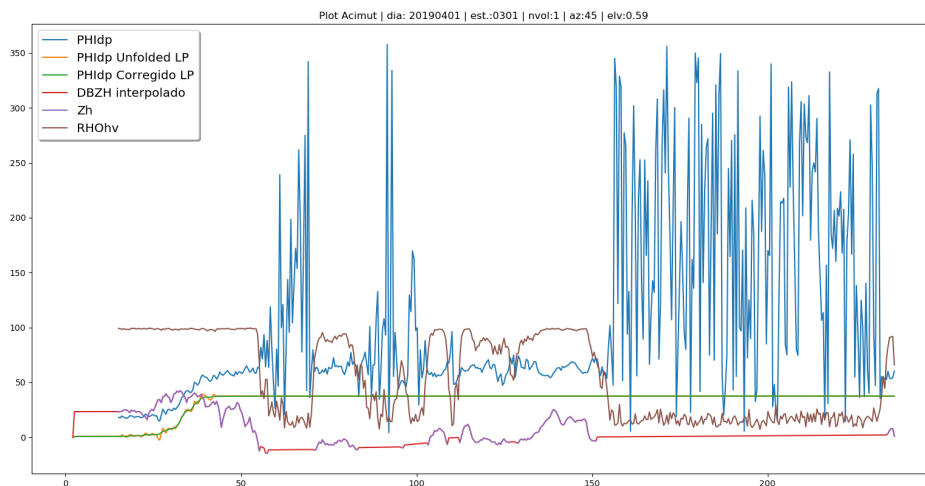


Figura 4.17: Comparación de los campos ϕ_{dp} original (azul), ϕ_{dp} desambiguado (naranja), ϕ_{dp} corregido con el método LP (verde), Z_h interpolado (rojo), Z_h original (violeta) y ρ_{hv} (marrón). Los datos graficados corresponden al haz de acimut 45° del barrido de trabajo de menor elevación ($0,5^\circ$) del volumen '1' de la estrategia '301'. Este fue registrado por el RMA-1 el día 1/4/2019.

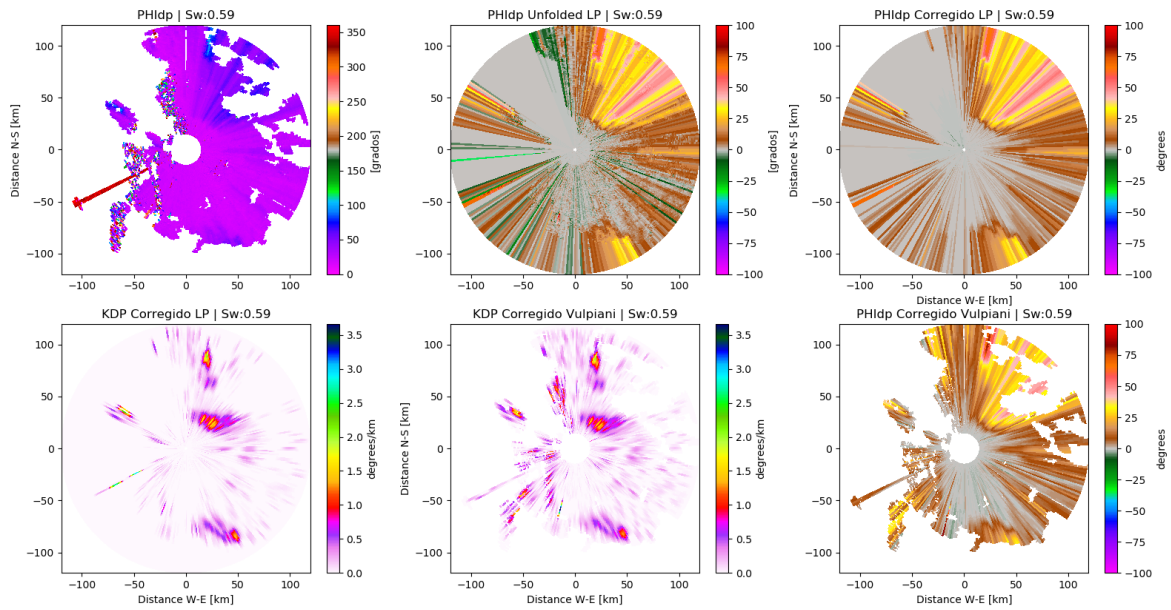


Figura 4.18: Comparación de los campos ϕ_{dp} original (sup-izq), ϕ_{dp} desambiguado (sup-centro), ϕ_{dp} corregido con el método LP (sup-der), ϕ_{dp} corregido con el método Vulpiani (inf-der), K_{dp} generado con el método LP (inf-izq) y K_{dp} generado con el método Vulpiani (inf-centro). Los datos graficados corresponden al PPI de $0,5^\circ$ del volumen ‘1’ de la estrategia ‘301’. Este fue registrado por el RMA-1 el día 1/4/2019 a las 12:07 h.

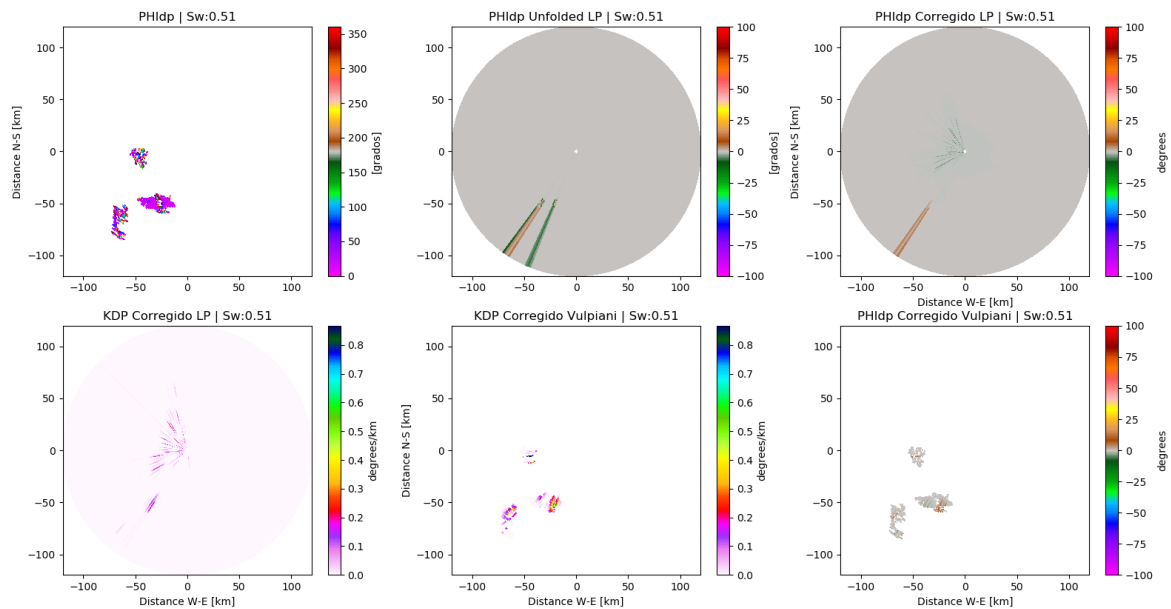


Figura 4.19: Caso núcleos aislados y frente de viento: comparación de los campos ϕ_{dp} original (sup-izq), ϕ_{dp} desambiguado (sup-centro), ϕ_{dp} corregido con el método LP (sup-der), ϕ_{dp} corregido con el método Vulpiani (inf-der), K_{dp} generado con el método LP (inf-izq) y K_{dp} generado con el método Vulpiani (inf-centro). Los datos graficados corresponden al primer barrido del volumen ‘1’ de la estrategia ‘301’. Este fue registrado por el RMA-1 el día 29/11/2019 a las 20:23 h.

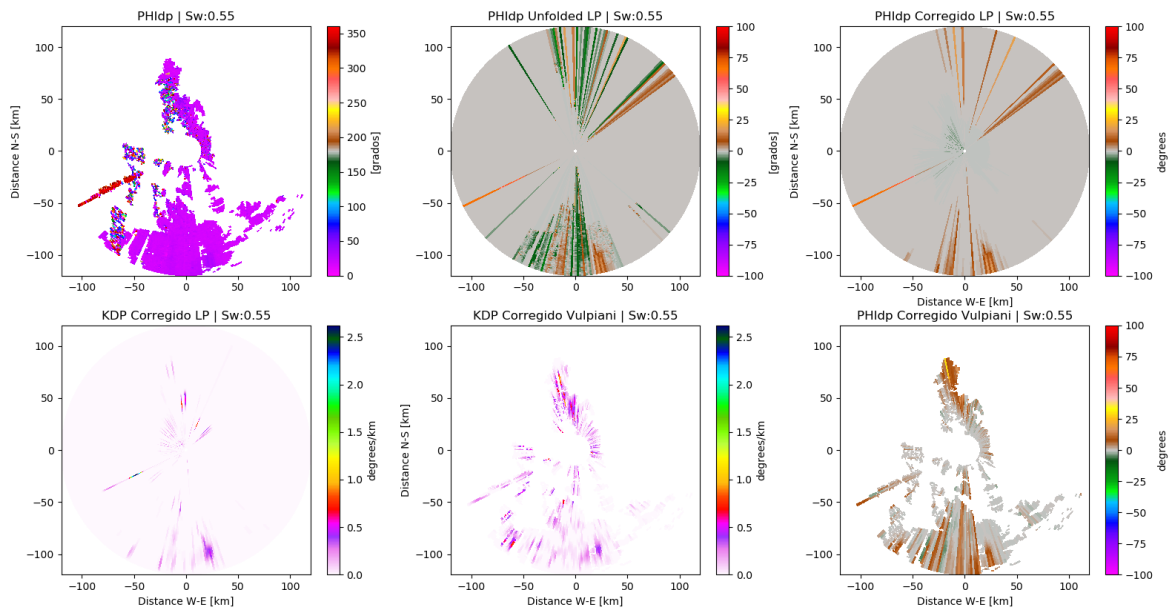


Figura 4.20: Caso lluvia estratiforme: comparación de los campos ϕ_{dp} original (sup-izq), ϕ_{dp} desambiguado (sup-centro), ϕ_{dp} corregido con el método LP (sup-der), ϕ_{dp} corregido con el método Vulpiani (inf-der), K_{dp} generado con el método LP (inf-izq) y K_{dp} generado con el método Vulpiani (inf-centro). Los datos graficados corresponden al primer barrido del volumen '1' de la estrategia '301'. Este fue registrado por el RMA-1 el día 31/3/2019 a las 12:02 h.

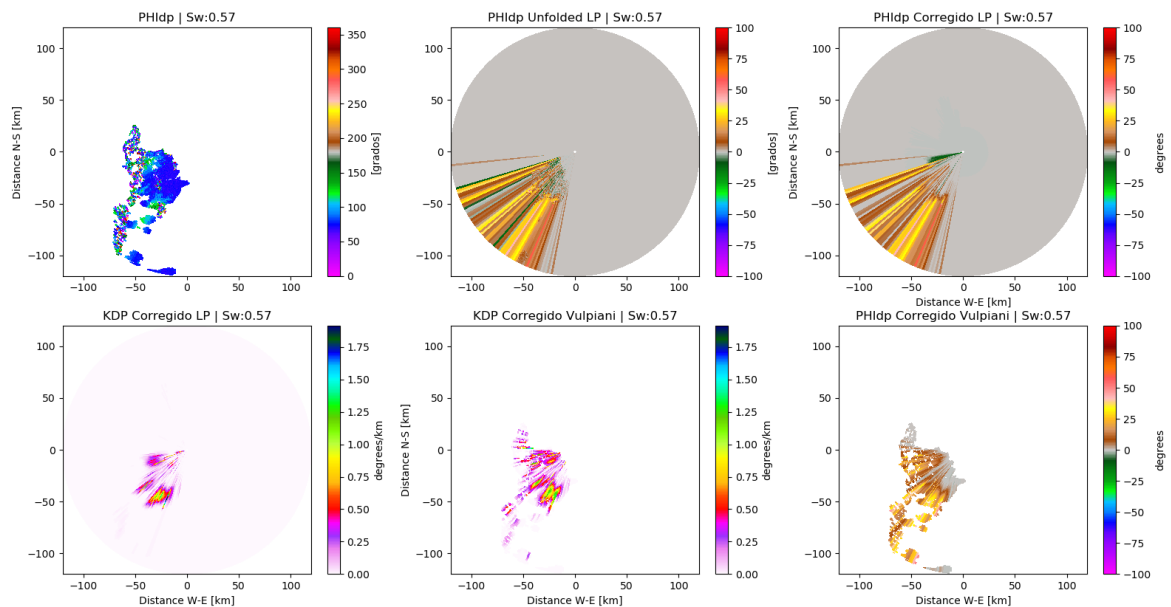


Figura 4.21: Caso núcleos convectivos con granizo gigante: comparación de los campos ϕ_{dp} original (sup-izq), ϕ_{dp} desambiguado (sup-centro), ϕ_{dp} corregido con el método LP (sup-der), ϕ_{dp} corregido con el método Vulpiani (inf-der), K_{dp} generado con el método LP (inf-izq) y K_{dp} generado con el método Vulpiani (inf-centro). Los datos graficados corresponden al primer barrido del volumen '1' de la estrategia '201'. Este fue registrado por el RMA-1 el día 8/2/2018 a las 19:06 h.

2. **Filtrado tipo ‘Despunteado’**: se detectan los conjuntos de celdas contiguas existentes en el campo de datos y luego se eliminan aquellos que no reúnen un número mínimo de celdas y cuya media de ρ_{hv} es inferior a determinado umbral.
3. **Guardamos campos filtrados**: los campos pueden sobrescribirse o guardarse independientemente.

Evaluación de Rendimiento y Casos de Prueba

El principal aspecto a evaluar es el desempeño relativo al filtrado de datos no meteorológicos y al recorte incorrecto de datos meteorológicos. Para su verificación se optó por realizar un análisis cualitativo de los campos resultantes del procesamiento de diferentes casos reales. Todos los fenómenos analizados fueron verificados en superficie mediante distintas fuentes de información.

Las Figuras 4.22, 4.23, 4.24 muestran el desempeño del algoritmo para diferentes casos de aplicación. La Figura 4.22 presenta 3 casos comparativos de desempeño del algoritmo en el procesamiento de datos registrados durante el desarrollo de tormentas convectivas con grandes desarrollos verticales y presencia de granizo. La Figura 4.23a, por otro lado, compara el rendimiento del algoritmo para un caso de lluvia estratiforme. En todos los casos se observa un correcto desempeño del algoritmo ya que se eliminan gran parte de los ecos no meteorológicos sin afectar significativamente los ecos provenientes de los hidrometeoros presentes en la atmósfera. Las fuentes de ecos no meteorológicos provienen principalmente de las interferencias electromagnéticas externas que afectan al RMA-1 y el clutter de terreno producido por las Sierras de Córdoba, construcciones antropogénicas de la Ciudad de Córdoba y elevaciones de terreno en rangos próximos al radar. En la Figura 4.22a una buena parte del clutter de las Sierras de Córdoba no es recortado debido a la extensión de la tormenta sobre las Sierras. En las Figuras 4.22b, 4.22c y 4.23a la eliminación de las interferencias y clutter es casi total con un efecto prácticamente insignificante en los blancos meteorológicos.

En la Figura 4.23b se analiza un caso de gotas de lluvia congeladas (hielo pequeño y blando) o ‘graupel’ sobre la Ciudad de Córdoba. El algoritmo tiene un muy buen desempeño en las proximidades del radar, aislando la nube precipitante del clutter de terreno. Sin embargo, aunque buena parte del clutter de las Sierras de Córdoba es recortado, algunas celdas persisten. Por otro lado, la Figura 4.23c muestra el caso de una tormenta de nieve sobre las Sierras Grandes de Córdoba (zona de Altas Cumbres). Se observa un adecuada conservación de los blancos meteorológicos aunque con un pequeño recorte de datos en las proximidades del radar. Este recorte se debe a la baja SNR registrada en dicha zona, la cual se ve simultáneamente afectada por un elevado nivel de clutter de terreno.

Finalmente, en la Figura 4.24 se analizan 3 casos de diferentes ecos no meteorológicos en suspensión. La Figura 4.24a muestra el caso de una migración de mariposas registrada por el RMA-1 en diciembre de 2015. El resultado final es óptimo, se elimina completamente el eco proveniente de las mariposas, el clutter de terreno y prácticamente la totalidad de los haces interferidos. La Figura 4.24b analiza el paso de una manga de langostas sobre la Ciudad de Córdoba registrada por el RMA-1 en agosto de 2017. En este caso el recorte del eco proveniente de las langostas es también total, solo permanecen en el campo resultante algunos radiales interferidos y parte del clutter de terreno de las Sierras de Córdoba. Por último, la Figura 4.24c muestra el caso de un incendio acaecido en las inmediaciones de la localidad de Laguna Larga (50 km de la Ciudad de Córdoba) en julio de 2017. La performance del algoritmo es excelente ya que elimina completamente el Z generado por la nube de cenizas y el clutter de terreno, y solo se conservan algunas celdas de radiales interferidos.

En conclusión, el algoritmo presentó un correcto desempeño en el filtrado de ecos no meteorológicos para la totalidad de los casos evaluados. Los umbrales de corte en todos los casos fueron fijados priorizando la afectación mínima de los ecos meteorológicos.

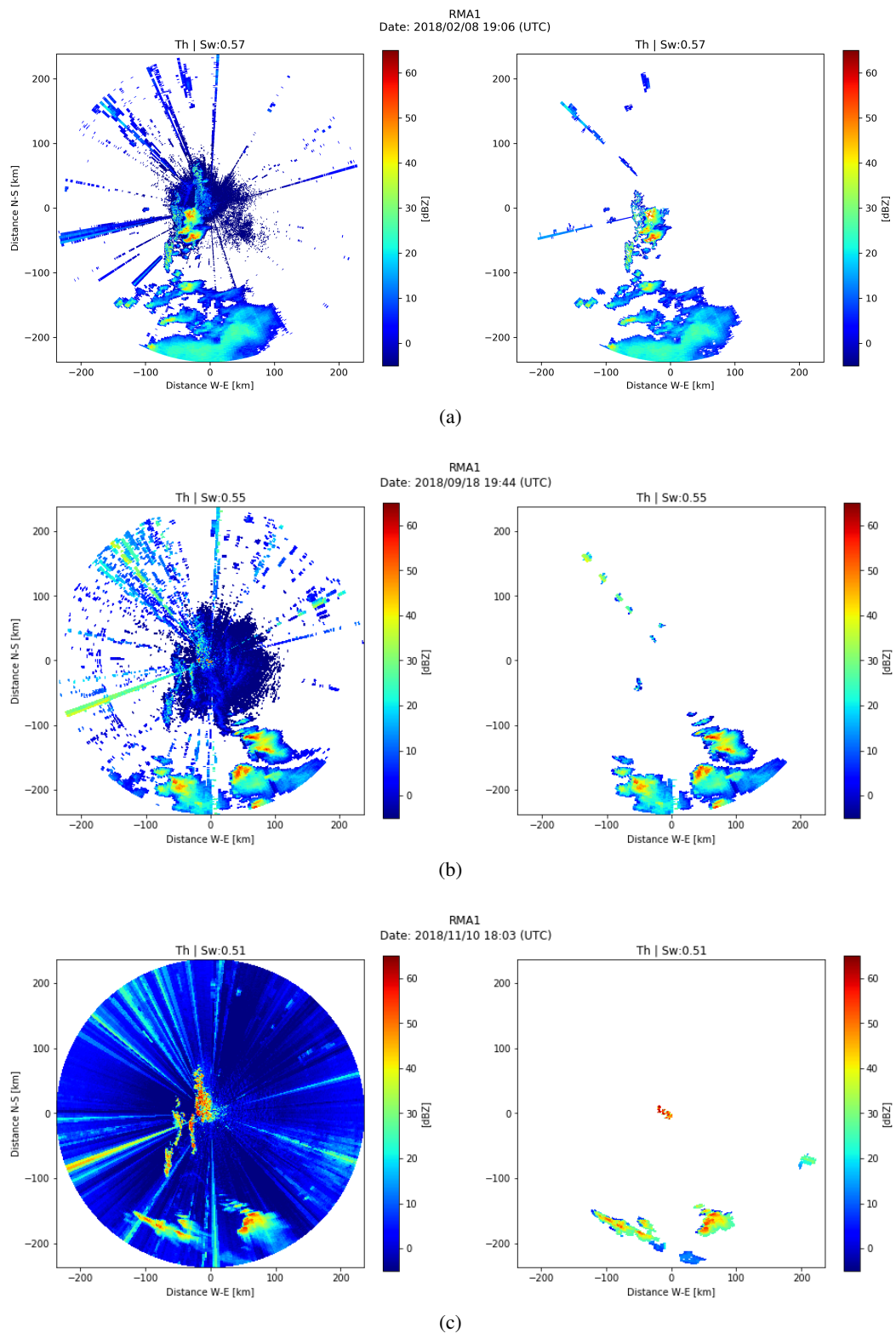


Figura 4.22: Comparación del rendimiento del filtro en casos de tormentas convectivas con granizo. Las subfiguras a, b y c comparan los datos filtrados (derecha) con los datos originales (izquierda) registradas por el RMA-1 los días 8/2/2018 a las 16:06 h UTC, 18/9/2018 a las 16:44 h y 10/11/2018 a las 15:03 h, respectivamente

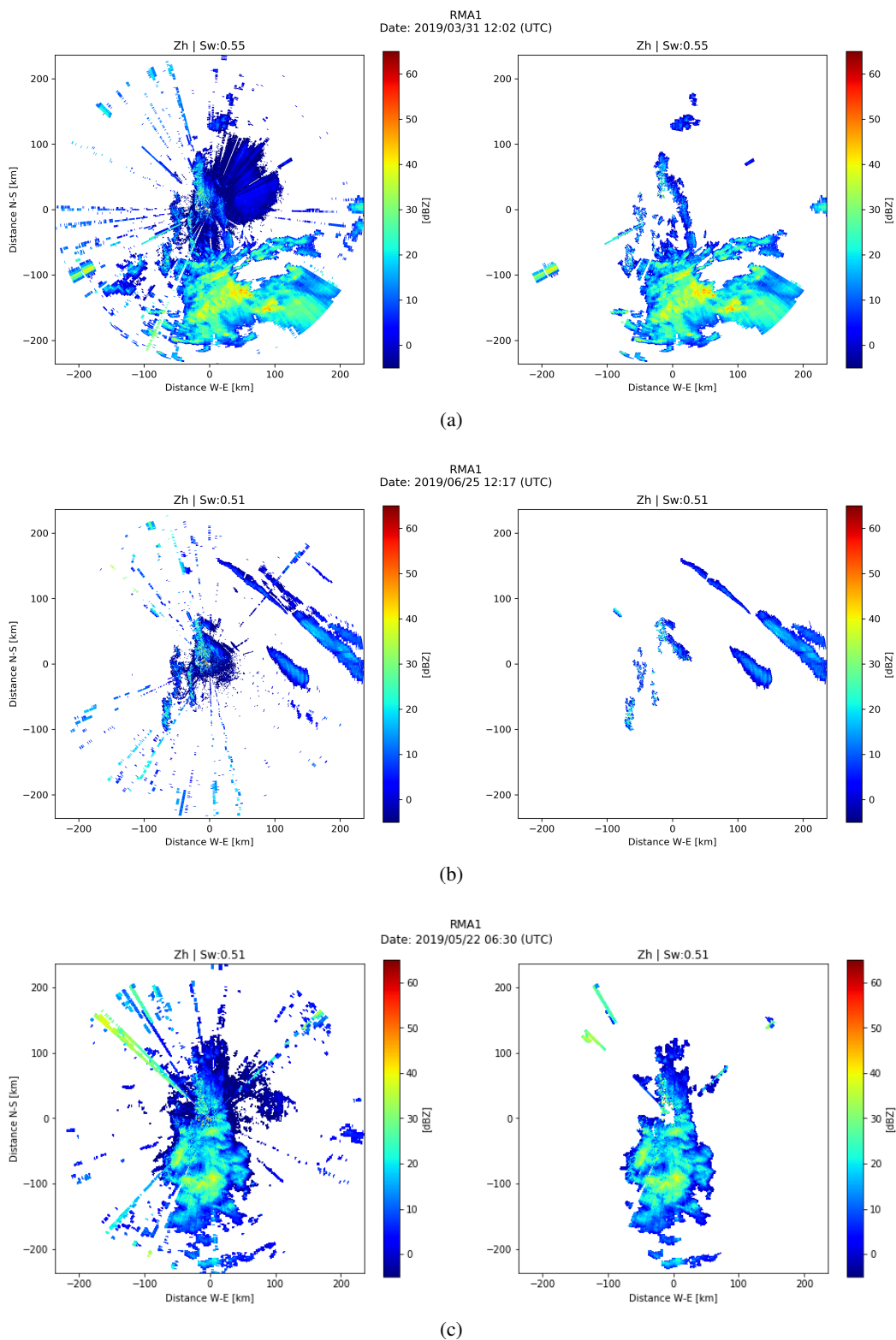


Figura 4.23: Comparación del rendimiento del filtro durante: (a) Tormenta estratiforme registrada por el RMA-1 el día 31/3/2019 a las 9:02 h (b) Precipitación de ‘Graupel’ sobre la ciudad de Córdoba registrada por el RMA-1 el día 25/6/2019 a las 9:17 h (c) Nevada en Altas Cumbres registrada por el RMA-1 el día 22/5/2019 a las 3:30 h.

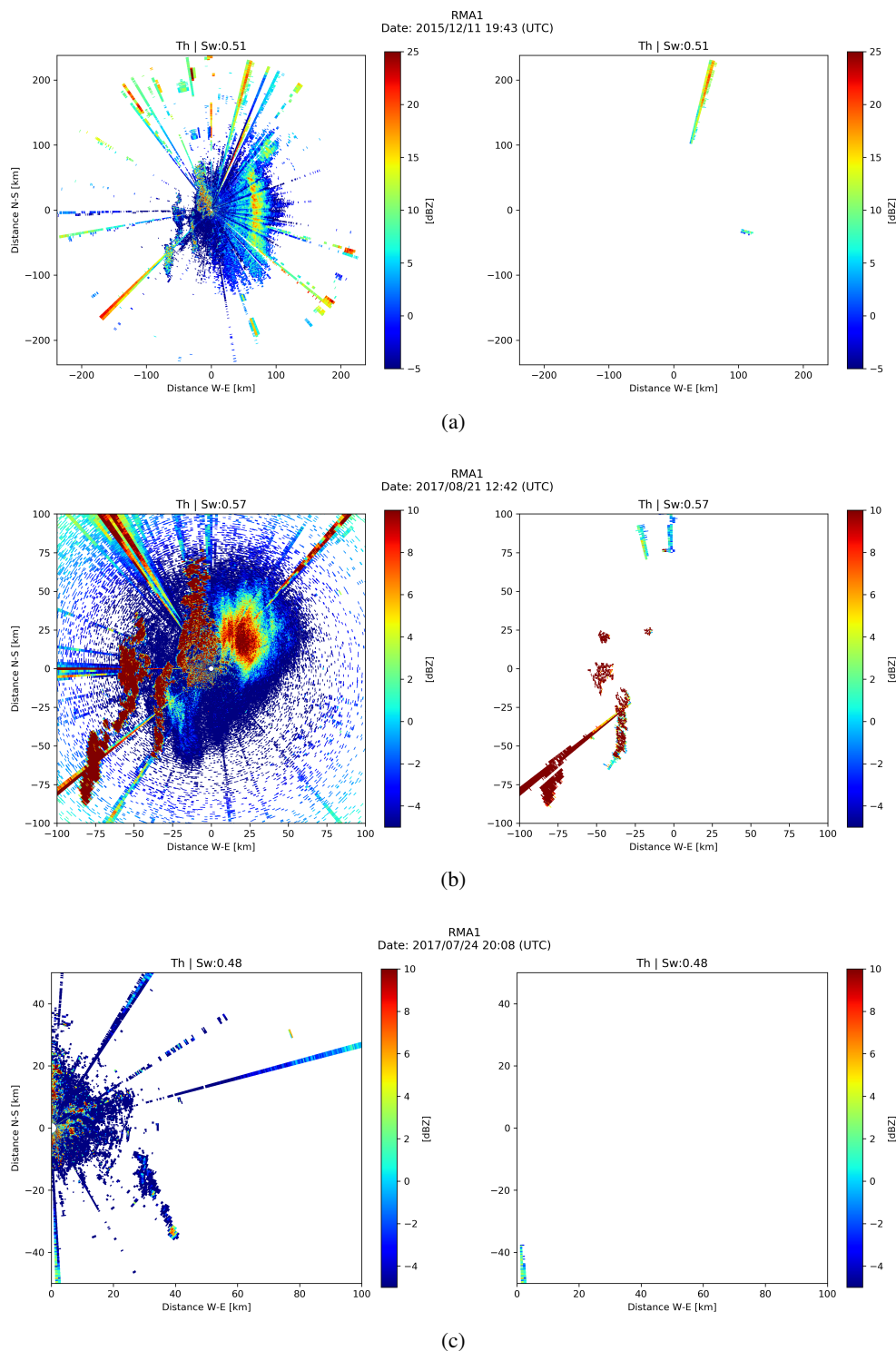


Figura 4.24: Comparación del rendimiento del filtro durante: (a) Una migración de mariposas de la especie *Ascia monuste* (Lepidoptera) registrada por el RMA-1 el día 11/12/2015 a las 16:43 h (b) Una migración de langostas de la especie *Schistocerca cancellata* (Orthoptera) registrada por el RMA-1 el día 21/8/2017 a las 9:42 h. Un análisis pormenorizado de este caso y el anterior se presentan en D. A. Poffo y col., 2018. (c) Desarrollo de un incendio de Biomasa en una localidad ubicada a 50 km de la Ciudad de Córdoba registrado por el RMA-1 el día 24/7/2017 a las 17:08 h. Un análisis detallado de este evento es presentado en Saffé y col., 2018.

4.2.4 Corrección de Errores

4.2.4.1 Bloqueo Parcial del Haz

El algoritmo de corrección de bloqueo parcial del haz implementado en 'HIDROMET' está basado en la metodología de 'Corrección por Visibilidad Óptica-Geométrica' (ver sección 3.3.2.2.2). Para el desarrollo del mismo se tomó como base el módulo de corrección incluido en 'wradlib' [Heistermann, Jacobi y Pfaff, 2013], el cual fue modificado y adaptado para operar con la estructura de procesamiento de 'HIDROMET' y 'PyART'.

Modelos de Elevación Digital de Terreno

La biblioteca soporta varios tipos de Modelos Digitales de Elevación de Terreno (DEMs, por sus siglas en Inglés "Digital Elevation Models"), los cuales pueden ser utilizados de forma independiente o combinada. Los modelos actualmente soportados son:

- '*GTOPO30*': modelo digital desarrollado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, por sus siglas en Inglés "United States Geological Survey").
- '*SRTM*': la Misión Topográfica Shuttle Radar (SRTM, por sus siglas en Inglés "Shuttle Radar Topography Mission") es un modelo digital provisto por la Administración Nacional de la Aeronáutica y del Espacio de EE.UU. (NASA, por sus siglas en Inglés "National Aeronautics and Space Administration").

Ambos modelos tienen una resolución espacial de 30 m.

Principio de Funcionamiento

El algoritmo comienza realizando una estimación de la altitud de terreno correspondiente a cada celda de radar. Para ello se lleva a cabo una interpolación de los píxeles del DEM coincidentes geográficamente con las respectivas celdas. Cuando se utiliza más de un DEM de forma combinada se calcula, previamente, una media entre las altitudes provistas por los mismos. Este nuevo campo generado es denominado 'Altitud de Superficie (SALT)'.

Luego, dos nuevos campos son generados procesando individualmente los haces de radar:

- Bloqueo Local de Haz (LBB): se calcula el porcentaje de bloqueo parcial particular de cada celda de radar.
- PBB: se calcula el porcentaje de bloqueo parcial acumulado desde el origen del haz hasta las distintas celdas de radar.

Precisión y Errores Asociados

A los fines de evaluar el posible error de precisión del campo SALT se realizó una prueba en la región de cobertura del RMA-1 tomando como punto de referencia el Cerro Champaquí, el cual está ubicado en la Sierras Grandes de la Provincia de Córdoba. Este es el sitio de mayor elevación de la geografía circundante a dicho radar. Las distintas referencias bibliográficas sitúan la cumbre de la montaña entre los 2780 y 2790 m sobre el nivel del mar mientras que el campo SALT (generado a partir de la combinación de ambos DEMs) estima dicha elevación en 2750 m. Este es probablemente el peor error de precisión que pueda tenerse en toda la región de cobertura del RMA-1 debido a la pronunciada pendiente que caracteriza a los alrededores de la cumbre del cerro Champaquí. La distancia entre el RMA-1 y la cumbre de la citada montaña es de 65 km, donde el ancho de la celda de radar alcanza aproximadamente los 572 metros. Luego, si el error de estimación del campo SALT es de alrededor de 40 m de elevación para dicho punto, tendríamos un error máximo relativo inferior al 7%.

Optimización de Procesamiento

Si bien el rendimiento alcanzado en la generación de los campos LBB y PBB es suficiente para ser utilizado a nivel operativo, se ha implementado, adicionalmente, un sistema de memoria cache de recuperación de mapas pregenerados. Una vez que los campos SALT, LBB y PBB son generados para un barrido de trabajo, VCP, estrategia y radar específico, los mismos se guardan para su posterior utilización. En la generación de LBB y PBB se tienen en cuenta las elevaciones reales de apuntamiento de la antena del radar al momento de la adquisición de los barridos, por lo que el sistema de memoria cache es sensible a cambios mínimos en la generación operativa de los volúmenes.

Evaluación de Rendimiento y Casos de Prueba

La verificación del proceso de corrección de Z por el efecto de bloqueo parcial del haz es realizada a nivel cuantitativo en el apartado 4.3.3 a través de pruebas unitarias específicas y de integración.

La Figura 4.25 muestra los campos PBB y SALT resultantes de la aplicación del algoritmo sobre datos registrados por el Radar Meteorológico Argentino 11 (RMA-11), integrado a la red SiNaRaMe y localizado en la Ciudad de Termas de Río Hondo, Santiago del Estero. El barrido analizado corresponde a la primer elevación (0,5°) de la estrategia 200 del radar. Para la generación del campo SALT se utilizó únicamente el DEM ‘GTOPO30’.

La Figura 3.12 es otro ejemplo de aplicación de este método. En esta se incluyen PPIs de los campos PBB y SALT resultantes del procesamiento de un barrido registrado por el RMA-1 y una combinación de los DEM ‘GTOPO30’ y ‘SRTM’.

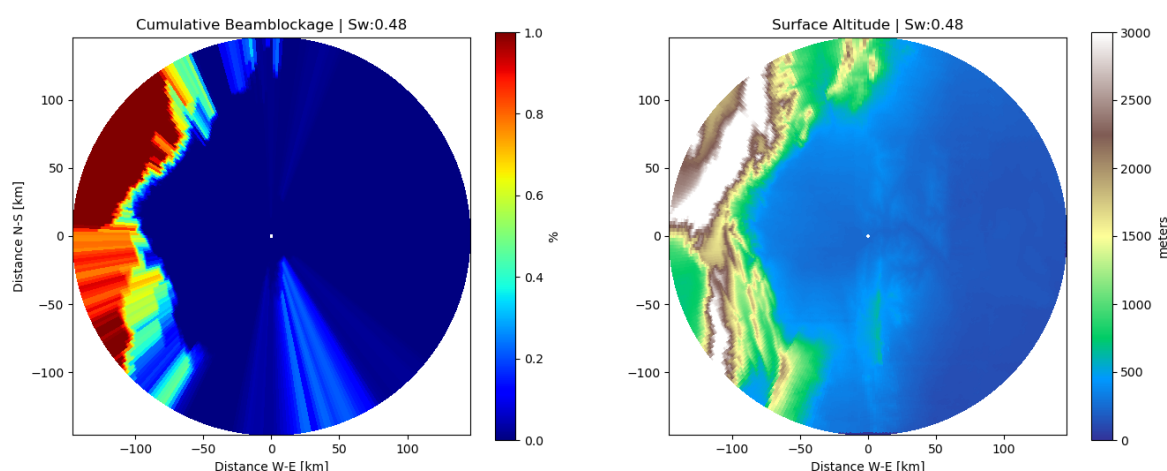


Figura 4.25: Se muestran PPIs del RMA-11 de los campos PBB y SALT, a izquierda y derecha respectivamente, resultantes de la aplicación del algoritmo de corrección de bloqueo parcial.

4.2.4.2 Atenuación por Precipitación

Dos métodos de corrección de atenuación por precipitación han sido adaptados para ser utilizados en ‘HIDROMET’, estos son:

- ‘Método Gu’: fue introducido originalmente en Gu y col., 2011 y presentado oportunamente en el apartado 3.3.2.2.1.
- ‘Método Ryzkov’: calcula la atenuación y la atenuación diferencial de un radar polarimétrico utilizando el método Z-PHI. En este se ha complementado el método de ‘Gu’ con los aportes presentados en Alexander Ryzhkov, Diederich y col., 2014.

Para la implementación de ambos métodos se tomó como base el módulo ‘attenuation’ de PyART, al cual se le corrigieron errores y se le incorporaron nuevas funcionalidades como soporte de máscaras de filtrado y compatibilidad con datos generados por los RMA.

El método de ‘Gu’ entrega como resultado los campos Z_h corregido y Atenuación Específica (SATN, por sus siglas en Inglés "Specific Atenuation"), mientras que ‘Ryzkov’ genera, además de los campos Z_h corregido y SATN, los campos Atenuación Integrada del Haz (PIA, por sus siglas en Inglés "Path Integrated Atenuation"), Z_{dr} corregido, Atenuación Diferencial Específica (SDATN, por sus siglas en Inglés "Specific Differential Atenuation") y Atenuación Diferencial Integrada del Haz (PIDA, por sus siglas en Inglés "Path Integrated Differential Atenuation").

Evaluación de Rendimiento y Casos de Prueba

Una evaluación exhaustiva del método ‘Gu’ fue realizada en Denis Poffo y col., 2017, donde el algoritmo es comparado con el método ‘ACAR’. En dicho trabajo se utilizan datos del Radar Meteorológico AR-7 (AR-7), localizado en la Ciudad de Paraná, Santa Fé e integrado a la red SiNaRaMe.

Una evaluación cualitativa del método ‘Ryzkov’ es llevada a cabo mediante el procesamiento de una serie de eventos meteorológicos registrados por el RMA-1. Las Figuras 4.26, 4.27, 4.28 y 4.29 muestran los resultados de la corrección de los campos Z_h y Z_{dr} para los mismos casos analizados en la sección 4.2.2. Esto es, la Figura 4.26 representa un caso de celdas meteorológicas circundantes al radar, la Figura 4.27 es un caso de núcleos convectivos aislados con presencia de un frente de viento en cercanía del radar, la Figura 4.28 es un caso de lluvia estratiforme y la Figura 4.29 es un caso de núcleos convectivos con registro confirmado de granizos de gran tamaño, todos registrados por el RMA-1 los días 29/11/2019, 31/3/2019 y 8/2/2018 respectivamente.

A nivel cualitativo el método tiene un adecuado comportamiento en todas las situaciones analizadas. Las correcciones más significativas se realizan siempre a posteriori de núcleos convectivos o zonas de nubes precipitantes, habiéndose registrado atenuaciones acumulativas de hasta 3 dBZ en algunos casos. Los campos SATN, SDATN, PIA y PIDA son generados de forma congruente con las fenomenologías analizadas.

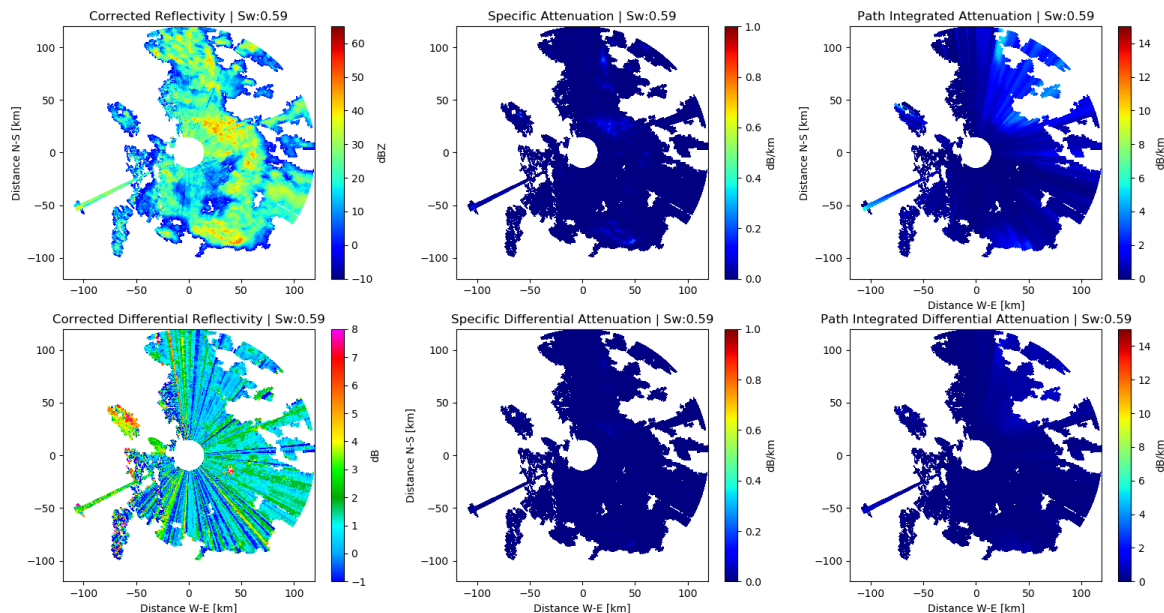


Figura 4.26: Comparación de los campos Z_h corregido (sup-izq), SATN (sup-centro), PIA, Z_{dr} corregido (inf-izq), SDATN (inf-centro) y PIDA (inf-der). Los datos graficados corresponden al PPI de 0,5° del volumen ‘1’ de la estrategia ‘301’. Este fue registrado por el RMA-1 el día 1/4/2019 a las 12:07 h.

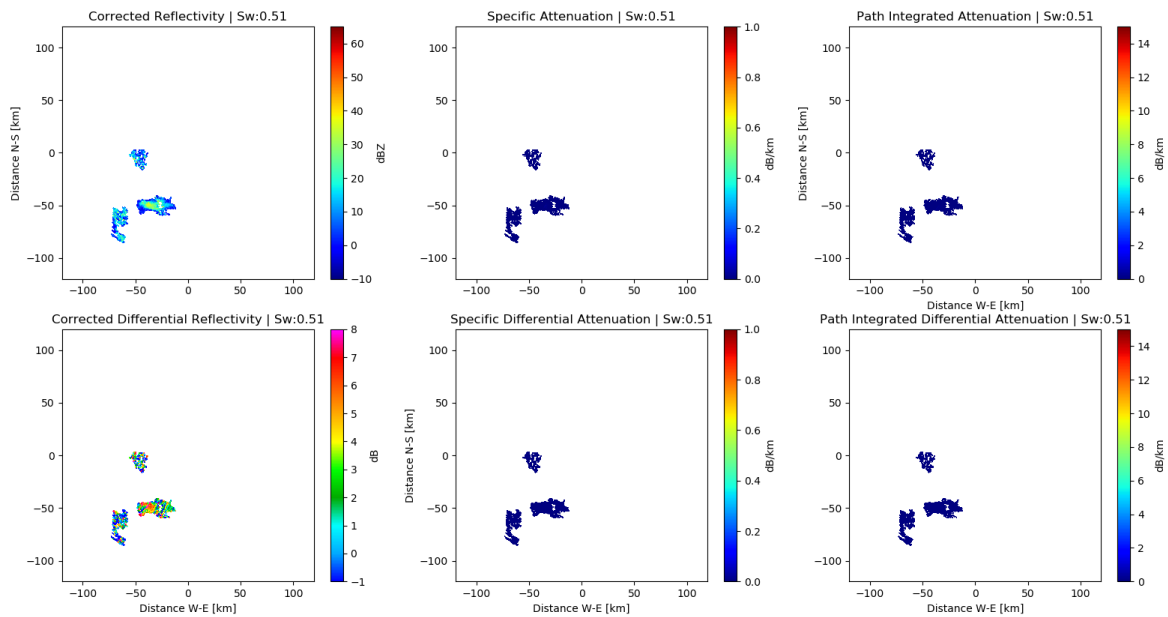


Figura 4.27: Caso núcleos aislados y frente de viento: comparación de los campos Z_h corregido (sup-izq), SATN (sup-centro), PIA, Z_{dr} corregido (inf-izq), SDATN (inf-centro) y PIDA (inf-der). Los datos graficados corresponden al primer barrido del volumen ‘1’ de la estrategia ‘301’. Este fue registrado por el RMA-1 el día 29/11/2019 a las 20:23 h.

4.2.5 Preprocesamiento

4.2.5.1 HID

Dos algoritmos de identificación de hidrometeoros (ver sección 3.3.2.3) han sido adaptados para ‘HIDROMET’: un algoritmo de lógica difusa y uno de tipo semi-supervisado. Las parametrizaciones definen si alguno o ambos métodos deben ser utilizados durante el flujo de procesamiento. Los algoritmos y sus detalles de implementación son resumidos a continuación. Posteriormente es analizada la performance de ambos en distintos casos de aplicación.

4.2.5.1.1 HCS

Este algoritmo fue presentado oportunamente en la sección 3.3.2.3. Los aspectos generales de funcionamiento pueden ser revisados en la misma.

La implementación base del algoritmo, luego adaptada para ser utilizada en ‘HIDROMET’, ha sido tomada de la biblioteca de software libre ‘DualPol’ que a su vez se basa en la biblioteca, también de código abierto, ‘CSU Radar Tools’. Si bien HCS fue creado originalmente para radares de banda S, esta versión del algoritmo está adaptada para trabajar adicionalmente con radares de banda C. Por defecto, una vez ajustada la banda de operación, los restantes parámetros son reconfigurados en consecuencia.

Evaluación de Rendimiento y Casos de Prueba

Si bien el algoritmo HCS ha sido validado en diversas publicaciones por múltiples autores, se realiza una verificación cualitativa complementaria para comprobar su correcto funcionamiento con datos de radar de banda C, ya que el mismo fue desarrollado originalmente para radares de banda S.

Las Figuras 4.30 y 4.31 muestran 6 casos de aplicación de HCS. En todos los casos la ocurrencia de los fenómenos fue verificada mediante redes sociales o artículos periodísticos. La Figura 4.30 agrupa 3 casos de tormentas convectivas de elevado desarrollo vertical con presencia de granizo.

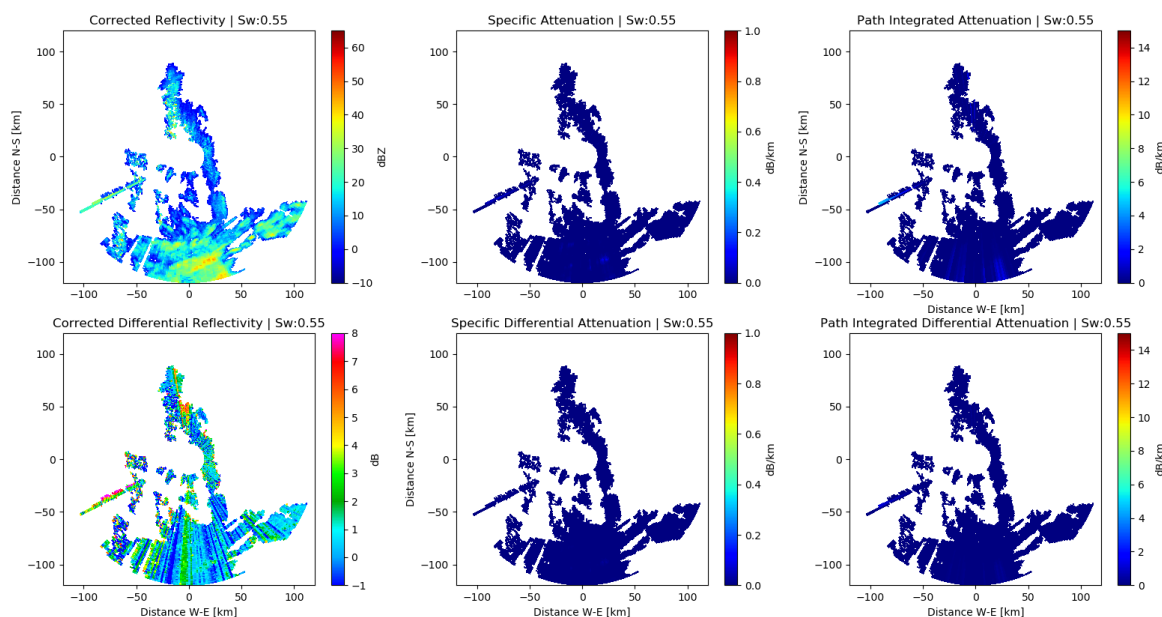


Figura 4.28: Caso lluvia estratiforme: comparación de los campos Z_h corregido (sup-izq), SATN (sup-centro), PIA, Z_{dr} corregido (inf-izq), SDATN (inf-centro) y PIDA (inf-der). Los datos graficados corresponden al primer barrido del volumen ‘1’ de la estrategia ‘301’. Este fue registrado por el RMA-1 el día 31/3/2019 a las 12:02 h.

En los 3 PPIs se visualiza una correcta identificación de los núcleos más intensos de las tormentas, detectándose en todos los casos presencia de granizo. La Figura 4.31a muestra un correcto desempeño de HCS para el caso de una tormenta estratiforme extendida, donde se identifican zonas de lluvia y llovizna hasta los 170 km de rango aproximadamente. A partir de dicho punto se detecta una región identificada como ‘Nieve Mojada’ como consecuencia de la superación de la altitud de la capa de congelamiento por parte de los haces de radar.

La Figura 4.31b, por su parte, muestra el PPI resultante del análisis de una tormenta ocurrida en junio de 2019 donde se registró precipitación en forma de ‘graupel’ sobre la Ciudad de Córdoba. En este caso el eco meteorológico próximo al radar fue identificado como ‘Hielo Vertical’ cuando se esperaba su identificación como ‘Graupel’. Esto podría deberse a errores de calibración en los canales de recepción horizontal y vertical, que consecuentemente afectan la Z_{dr} y la estimación de la geometría de los hidrometeoros, o simplemente a un bajo desempeño del algoritmo en este tipo de eventos. En cualquier caso se necesitarían más eventos de similares características para poder realizar un análisis exhaustivo del tema. Por último, la Figura 4.31c presenta el caso de una tormenta registrada por el RMA-1 en mayo de 2019. En este evento se verificó la precipitación de nieve en una zona extendida al sur de la Ciudad de Córdoba, afectando principalmente a la región de las Altas Cumbres. Esto último se corresponde con la franja turquesa identificada como ‘Nieve Mojada’ de la figura.

En conclusión, HCS tiene un desempeño adecuado en la detección de zonas precipitantes, tanto en casos de tormentas convectivas como estratiformes. La correcta identificación de lluvia o llovizna es muy importante ya que, tal como se presenta en la sección 4.2.6.1, el campo HID de HCS se utiliza como criterio de decisión en un estimador de tasa de precipitación sintético.

4.2.5.1.2 Hydroclass Semisupervised

Tal como su nombre lo indica es un algoritmo de tipo semi-supervisado y fue presentado en Besic y col., 2016. La implementación utilizada se encuentra incluida en la biblioteca base de PyART y no se realizaron cambios para su adaptación en ‘HIDROMET’.

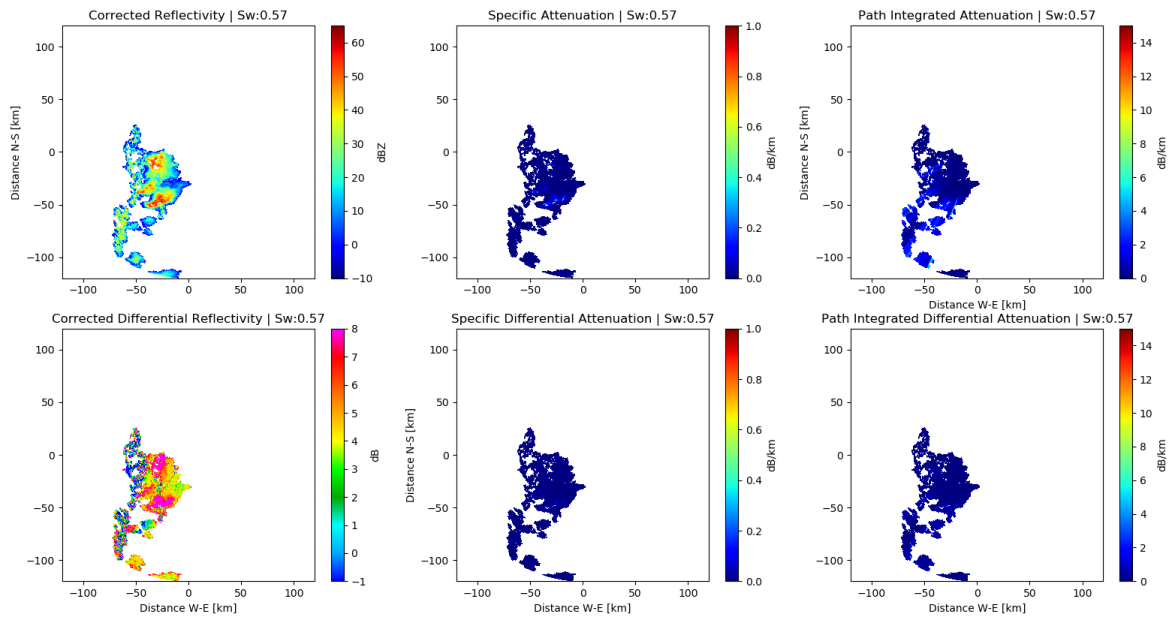


Figura 4.29: Caso núcleos convectivos con granizo gigante: comparación de los campos Z_h corregido (sup-izq), SATN (sup-centro), PIA, Z_{dr} corregido (inf-izq), SDATN (inf-centro) y PIDA (inf-der). Los datos graficados corresponden al primer barrido del volumen ‘1’ de la estrategia ‘201’. Este fue registrado por el RMA-1 el día 8/2/2018 a las 19:06 h.

El algoritmo combina las principales ventajas de las aproximaciones supervisadas y no supervisadas, con una implementación operacional relativamente simple. Esto se logra mediante la agrupación estadística de observaciones representativas de radar. Posteriormente, los grupos obtenidos se fusionan en nueve conjuntos distintos de observaciones, los cuales representan diferentes clases de hidrometeoros. Cada una de estas clases se caracteriza por un centroide en un espacio de cinco dimensiones formado por cuatro parámetros polarimétricos y un indicador de fase líquida/fusión/hielo. La clasificación en tiempo real se realiza examinando todas las medidas de interés en el espacio de cinco dimensiones evocado y asociándolas al centroide más cercano en el marco de la métrica euclidiana.

Como resultado del procesamiento se obtiene un campo HID y un estimador de precipitación que es presentado en la sección 4.2.6.1.

4.2.5.2 Barrido Híbrido

El algoritmo de generación de barridos híbridos implementado en ‘HIDROMET’ sigue la idea general de las referencias bibliográficas presentadas en la sección 3.3.2.4 pero incorpora una serie de mejoras y agregados originales.

A diferencia de algunas referencias bibliográficas, el algoritmo desarrollado utiliza la elevación más baja que satisface las condiciones prefijadas, es decir, se utiliza un enfoque alternativo a la política de selección de elevación guiado por la construcción de un campo pseudo CAPPI.

La generación de los barridos híbridos puede dividirse en 2 etapas: generación de mapas y construcción de campos híbridos.

Etapa 1: Construcción de Mapas de Barrido Híbrido

Para la generación de los mapas de barrido híbrido se utilizan algunos de los siguiente criterios:

1. El bloqueo parcial local o acumulativo debe ser menor a cierto umbral (típicamente fijado en 60%).

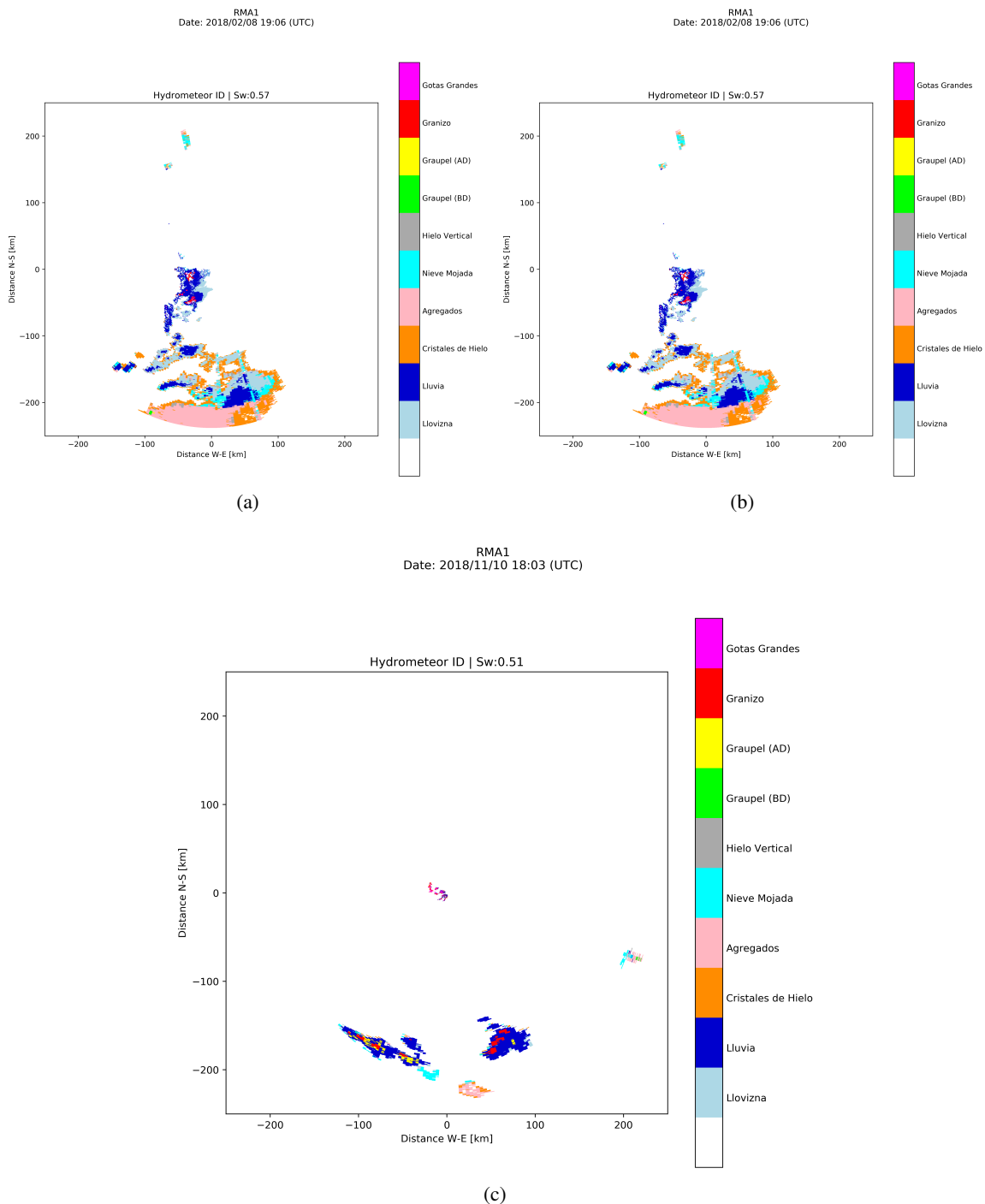


Figura 4.30: Desempeño del algoritmo de detección de hidrometeoros para 3 casos de tormentas convectivas con presencia de granizo registradas por el RMA-1 los días 8/2/2018 a las 16:06 h, 18/9/2018 a las 16:44 h y 10/11/2018 a las 15:03 h, correspondientes a las subfiguras a, b y c respectivamente.

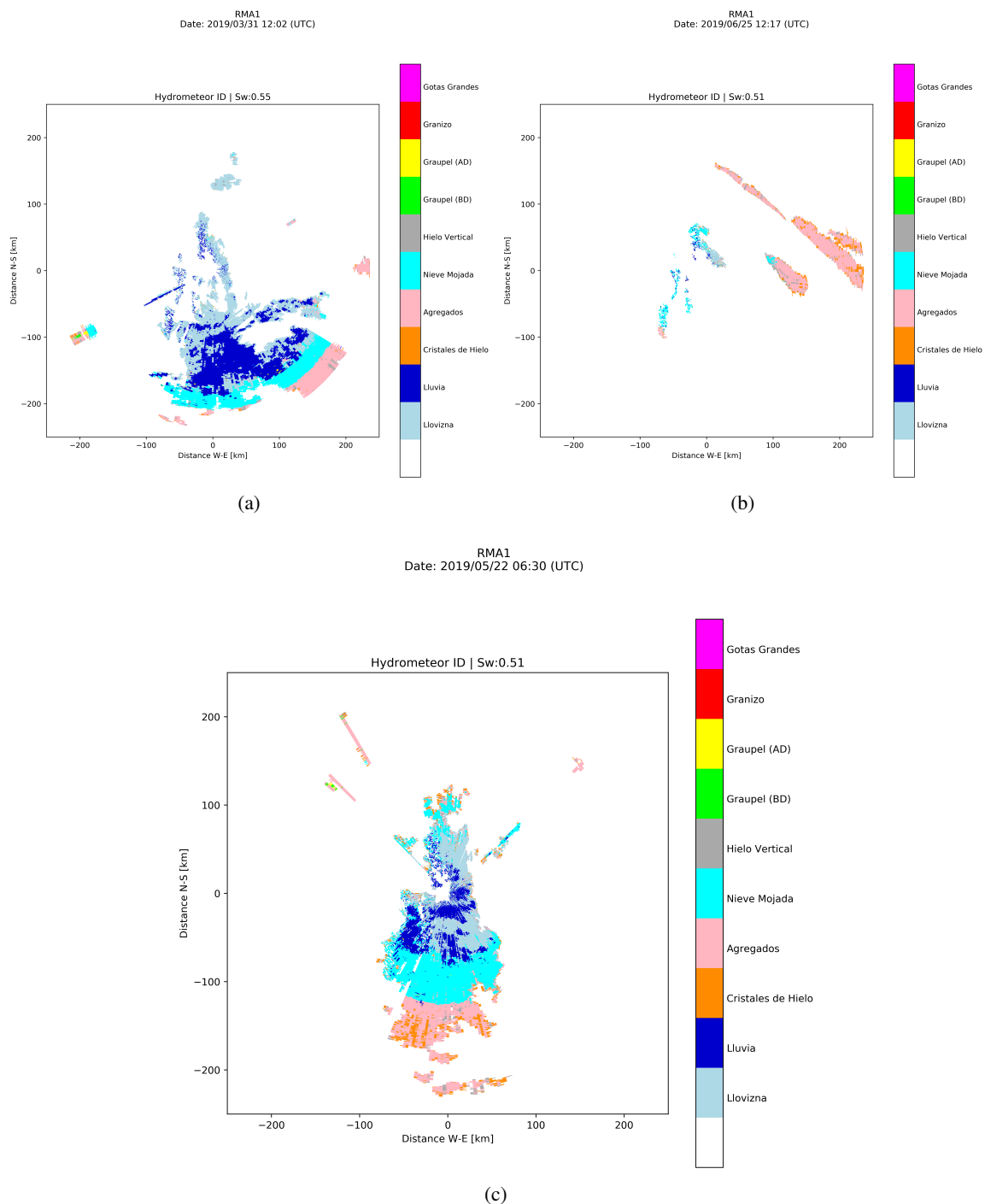


Figura 4.31: Desempeño del algoritmo de detección de hidrometeoros para 3 eventos diferentes: (a) Tormenta estratiforme registrada por el RMA-1 el día 31/3/2019 a las 9:02 h. (b) 'Graupel' sobre la ciudad de Córdoba registrado por el RMA-1 el día 25/6/2019 a las 9:17 h. (c) Nevada en Altas Cumbres registrada por el RMA-1 el día 22/5/2019 a las 3:30 h.

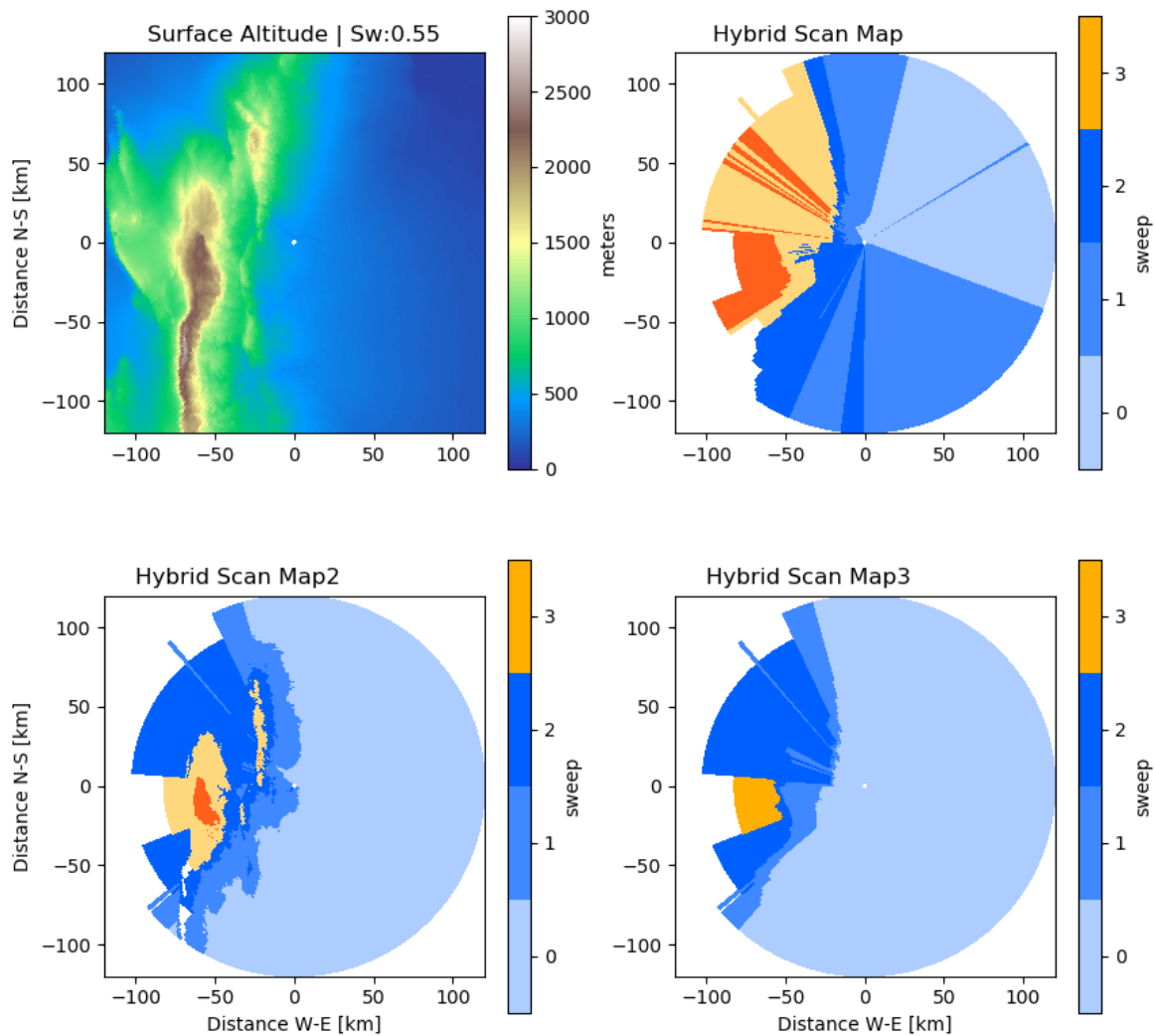


Figura 4.32: Mapas de Barrido Híbrido del RMA-1 para la estrategia 301, volumen 1 y los siguientes parámetros: umbral de bloqueo: 60%, límite de rango: 120 km, altura mínima de la celda sobre el nivel del suelo: 50 m y umbral de altura: 3500 m. Los barridos 0, 1, 2, 3 y 4 corresponden a las elevaciones de 0,55°, 0,9°, 1,3°, 1,8° y 2,3° respectivamente.

2. La altitud de la base de las celdas debe encontrarse por arriba de cierto umbral respecto a la altitud de la superficie del terreno.
3. La altitud del centro de la celda debe encontrarse por abajo de cierto umbral máximo de altitud.

En función de la combinación de estos criterios y los campos PBB, LBB y SALT se generan 3 tipos de mapas de barrido híbrido, estos son:

- *HScan Map1*: se utiliza el campo PBB (acumulativo) y los criterios 1,2 y 3.
- *HScan Map2*: se utiliza el campo LBB (local) y los criterios 1,2 y 3.
- *HScan Map3*: se utiliza el campo LBB (local) y los criterios 1 y 3.

La Figura 4.32, por ejemplo, muestra el campo SALT y los 3 mapas de barridos híbridos correspondientes al volumen 1 de la estrategia 301 del RMA-1, utilizando un umbral de bloqueo del 60%, 120 km de rango máximo, una altura mínima de la celda sobre el nivel del suelo de 50 m y un umbral de altura máxima de 3500 m.

Etapa 2: Construcción de Campos Híbridos

En esta etapa, mediante la utilización de los mapas de barrido híbrido y del análisis de los datos válidos del volumen de radar a procesar, se construye un campo de datos híbrido, es decir, un campo conformado por segmentos de datos pertenecientes a uno o más barridos del volumen en cada uno de sus haces del radar.

Inicialmente, para la selección del barrido desde donde se copiarán los datos, se chequea si la celda referenciada por HSCAN MAP1 cuenca con datos válidos, si esto es afirmativo se copia el valor correspondiente. En caso de no ser válido se repite el procedimiento para HSCAN MAP2 y finalmente para HSCAN MAP3.

Resumen de Características

Las principales mejoras y agregados originales de esta implementación respecto a otros algoritmos se resumen a continuación.

- No hay limitaciones en la cantidad de barridos utilizables. Se aprovechan todos los barridos del VCP que cumplan con las condiciones fijadas.
- Umbral de altitud sobre la superficie ajustable. Cada sitio de radar puede ser ajustado con un umbral adhoc.
- Umbral de altitud máxima ajustable. Es posible definirlo dinámicamente en función del tipo de tormenta u otro criterio.
- Construcción dinámica de los campos de datos híbridos mediante 3 tipos diferentes de mapas de barrido híbrido.
- Se optimiza la generación de los mapas mediante la utilización del campo VVC.
- Implementa un mecanismo de recuperación rápida de mapas pregenerados mediante un sistema de almacenamiento cache. Los mapas se generan solo una vez para cada estrategia, VCP, radar, ángulos de elevación registrados en cada barrido (variaciones de $\pm 0, 1^\circ$ respecto a teórico de VCP) y umbrales definidos para el cálculo.
- La performance computacional del algoritmo es adecuada para ser utilizado operacionalmente.

Evaluación de Rendimiento y Casos de Prueba

El umbral de altura máxima tiene incidencia sobre el rango efectivo de cobertura (rango máximo válido) de los mapas y campos de barridos híbridos generados. Mientras menor es la altitud máxima permitida más rápido tiende a reducirse el máximo rango válido de los distintos haces de radar en regiones montañosas. Este efecto puede apreciarse en la Figura 4.33 donde la altura máxima permitida se aumenta desde 2000 a 3500 m.

Otro punto importante a evaluar es el impacto del umbral de bloqueo parcial. A menor porcentaje de bloqueo parcial permitido, es decir estableciendo condiciones más restrictivas, la cantidad de elevaciones utilizadas tiende a aumentar en regiones montañosas. La Figura 4.34 compara el impacto utilizando 4 umbrales diferentes 20, 40, 60 y 85 %. Como puede apreciarse a menor porcentaje la cantidad de elevaciones utilizadas aumenta al mismo tiempo que el rango de cobertura operativo disminuye.

Una de las principales ventajas de los campos híbridos es la mitigación del clutter de terreno. La condición de mantener una distancia mínima entre la altitud de la base de las celdas y el terreno obliga a seleccionar barridos superiores cada vez que dicha condición deja de ser válida. Esto posibilita que el clutter de terreno pueda ser eliminado gradualmente a medida que aumentamos el umbral de distancia mínima. La Figura 4.35 muestra el impacto en la disminución del clutter producto de la presencia de las Sierras de Córdoba en datos registrados por el RMA-1 utilizando umbrales de 50, 75, 100 y 150 m.

La Figura 4.36 muestra un ejemplo de campo híbrido generado en un caso de tormenta convectiva. A los fines comparativos se grafican los 3 primeros PPIs y al campo híbrido resultante.

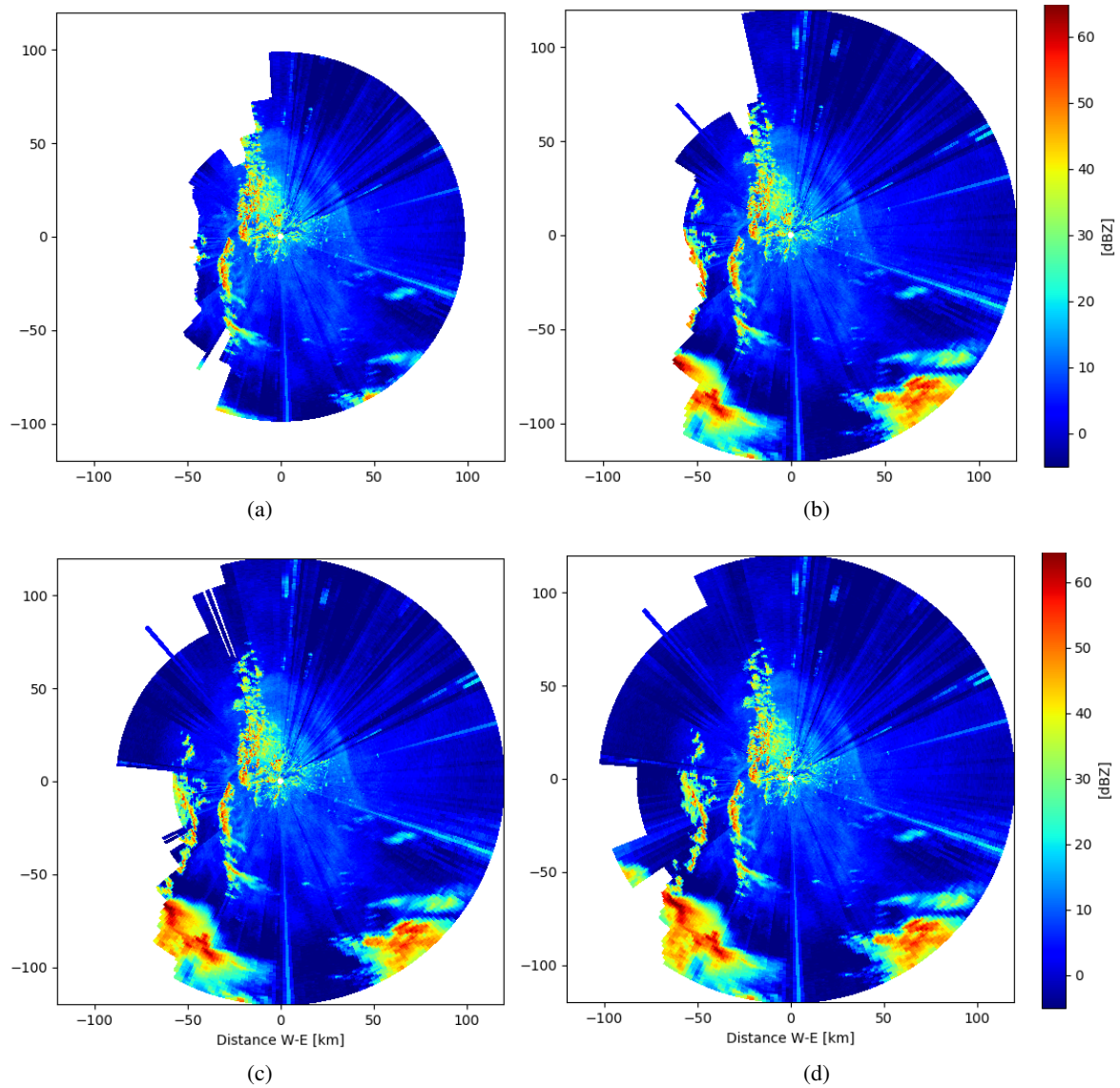


Figura 4.33: Efecto del ajuste del umbral de altura máxima en el rango efectivo de cobertura resultante. Los parámetros utilizados fueron: umbral de bloqueo: 60 %, límite de rango: 120 km, altura mínima de la celda sobre el nivel del suelo: 50 m y el umbral de altura fue fijado en 2000, 2500, 3000 y 3500 m para las subfiguras a, b, c y d respectivamente.

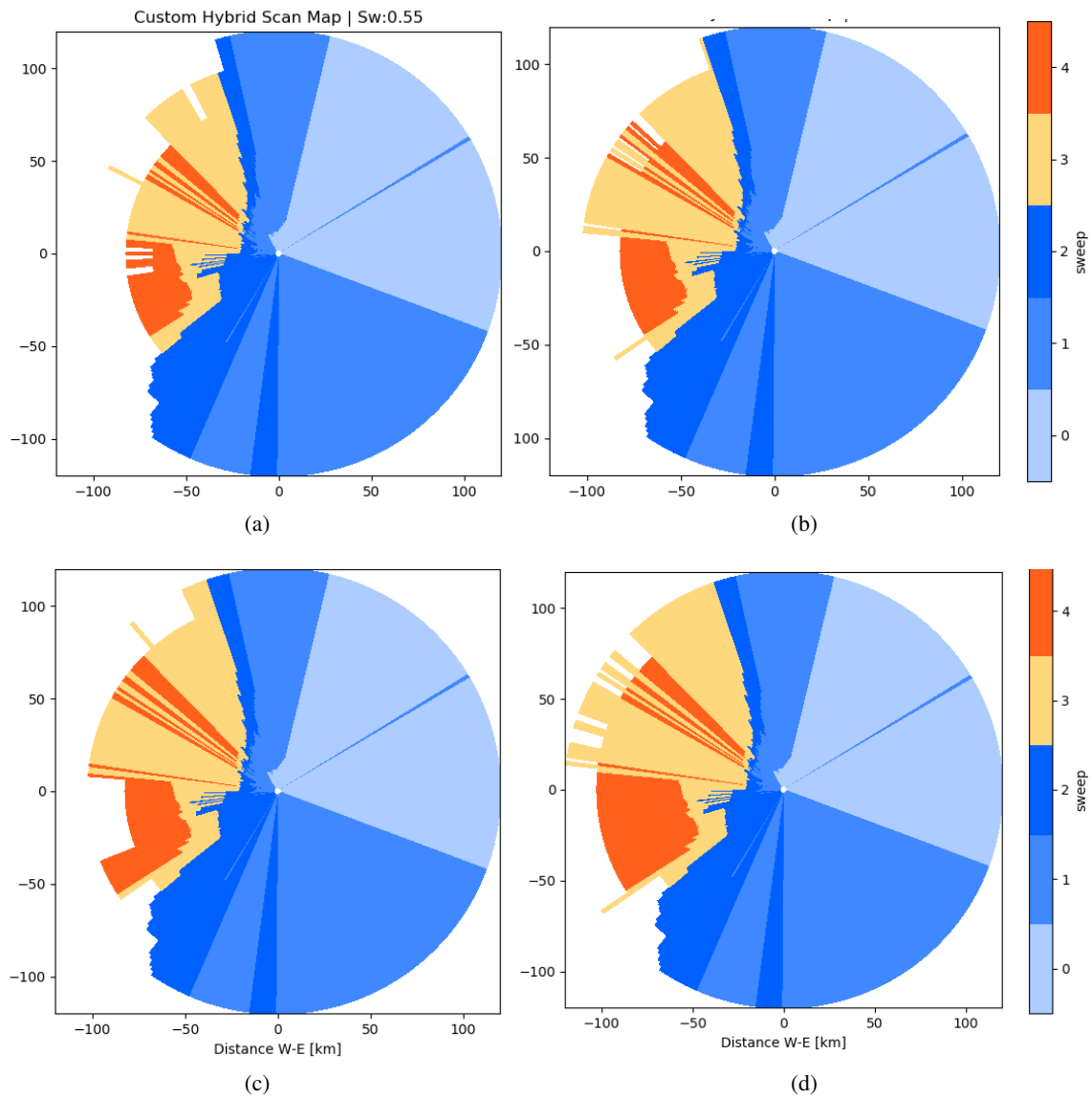


Figura 4.34: Efecto del ajuste del umbral de bloqueo parcial del haz permitido en los mapas de barrido híbrido. Los parámetros utilizados fueron: umbral de altura: 3500 m, límite de rango: 120 km, altura mínima de la celda sobre el nivel del suelo: 50 m y el umbral de bloqueo fue fijado en: 20, 40, 60 y 85 % para las subfiguras a, b, c y d respectivamente. Los barridos 0, 1, 2, 3 y 4 corresponden a las elevaciones de 0,55°, 0,9°, 1,3°, 1,8° y 2,3° respectivamente.

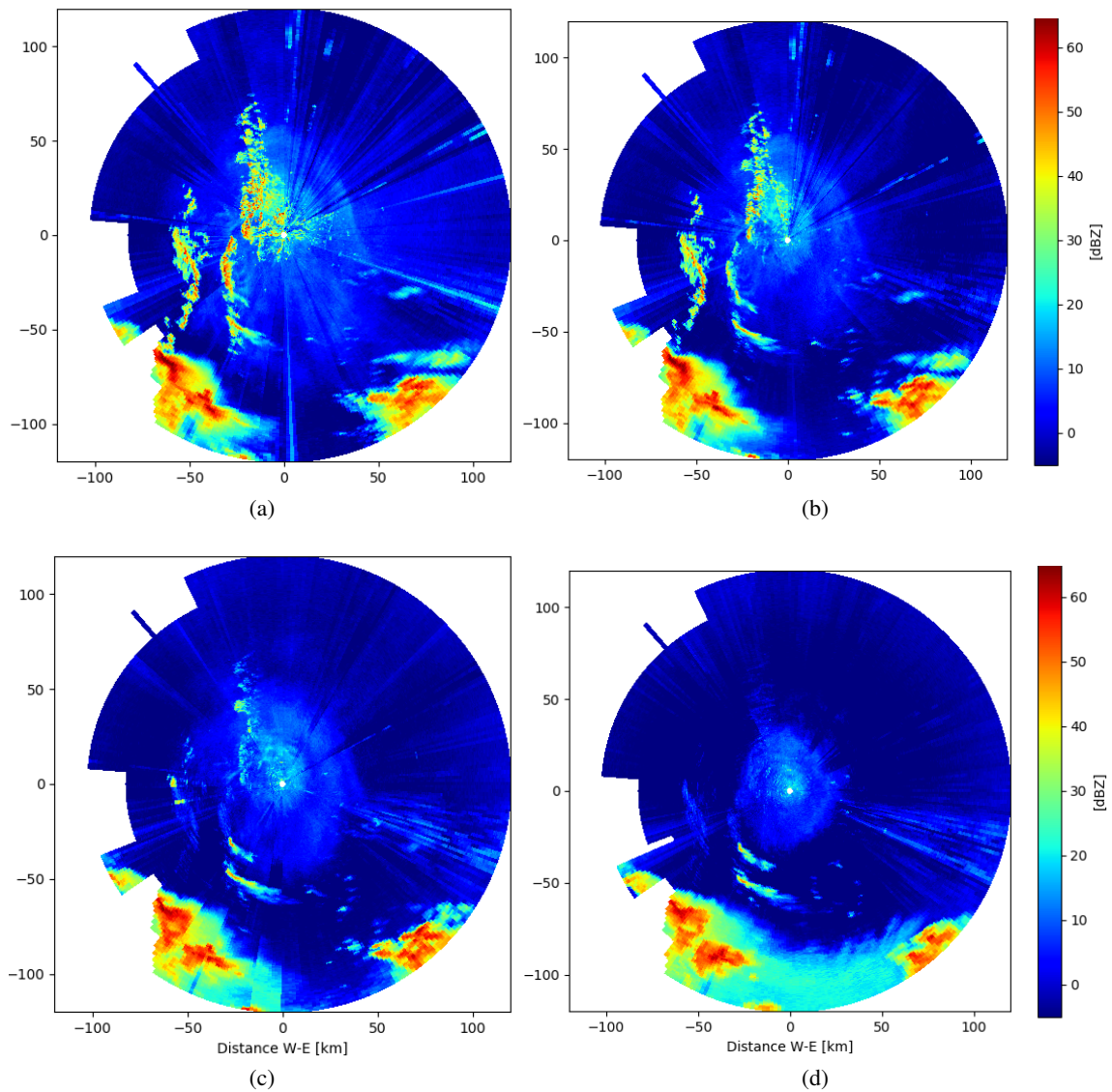


Figura 4.35: Evaluación del efecto de mitigación de clutter de terreno en función del umbral de separación mínimo exigido entre la altitud de la base de la celda y la del terreno. Los parámetros utilizados fueron: umbral de bloqueo: 60 %, umbral de altura: 3500 m, límite de rango: 120 km y la altura mínima de la celda sobre el nivel del suelo fue fijada en: 50, 75, 100 y 150 m para las subfiguras a, b, c y d respectivamente.

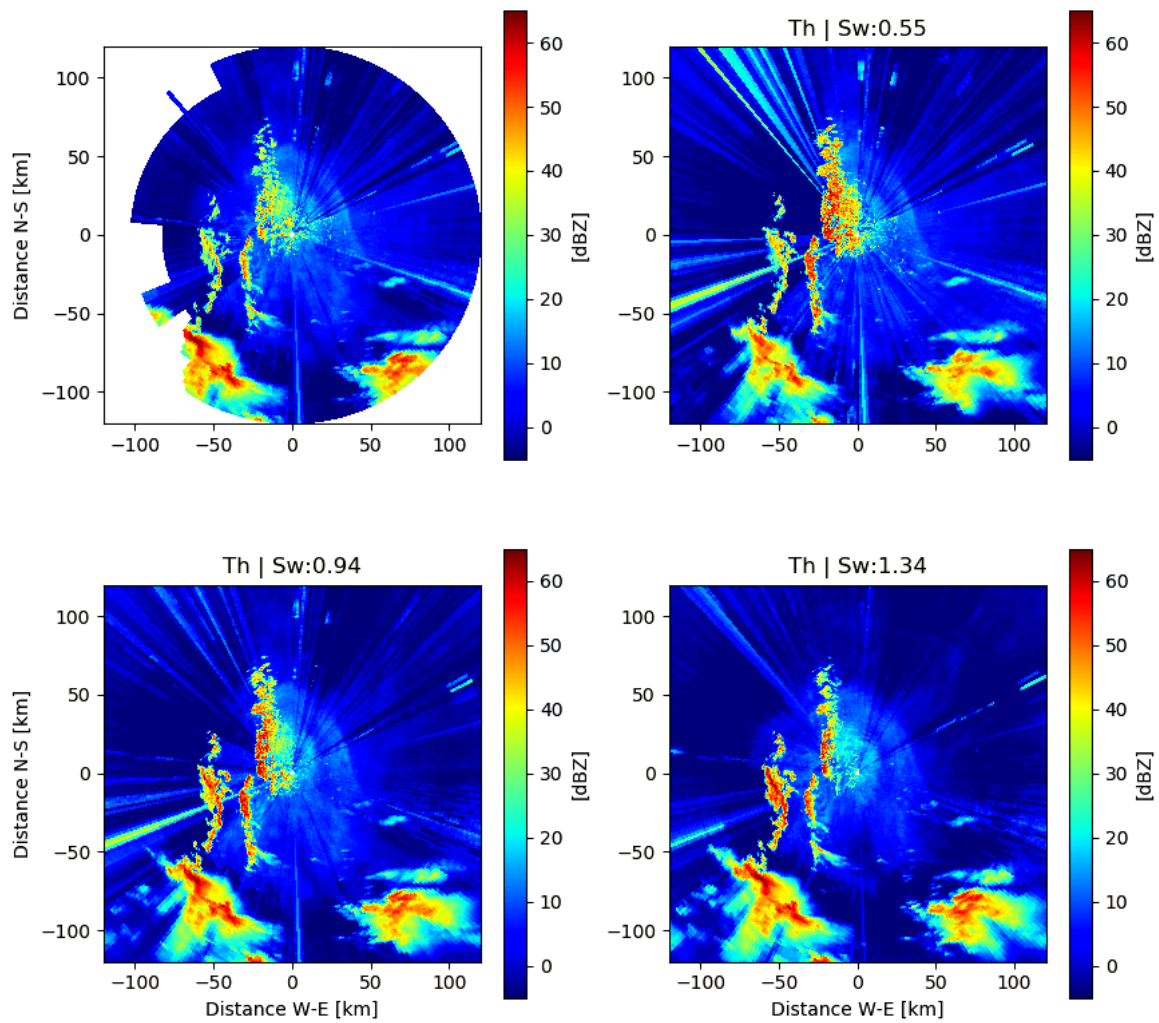


Figura 4.36: Aplicación del algoritmo de barrido híbrido en presencia de una tormenta convectiva. Se grafica el campo híbrido y las primeras 3 elevaciones. Los parámetros utilizados y mapas de barrido híbrido coinciden con los utilizados para la generación de la Figura 4.32

4.2.6 Estimación Cuantitativa de Campos de Lluvia

4.2.6.1 Estimación de Tasas de Precipitación

Para la generación de los campos de tasa de precipitación se han incluido algunos de los algoritmos de aproximación física o paramétrica introducidos en la sección 3.3.3.1. Los algoritmos fueron adaptados a ‘HIDROMET’ a partir de implementaciones disponibles en las bibliotecas de código abierto PyART y ‘CSU Radar Tools’.

En cada procesamiento, en función al sistema de parametrizaciones, es posible obtener múltiples resultados a partir de uno o varios de estos algoritmos, cada uno con parámetros y ajustes particulares. Es decir, cada parametrización de corrida puede contener una o más parametrizaciones algorítmicas de estimadores de igual o distinto tipo.

A continuación se resumen los estimadores implementados:

- **Z**: estimador clásico de Marshall y Palmer. Se utiliza la Ecuación 3.21, $Z_h = a R^b$.
- K_{dp} : estimador polarimétrico simple que utiliza como variable de entrada a K_{dp} . Se utiliza la Ecuación 3.23, $rr = \alpha * K_{dp}^\beta$.
- ZK_{dp} : estimador sintético que tiene como variables de entrada a Z_h y K_{dp} . Se calculan los valores de los estimadores simples previamente listados, y mediante un umbral de decisión se opta por alguno de estos. La implementación base es tomada de la biblioteca PyART, donde pueden consultarse los aspectos generales y detalles de la misma.
- **Hydro**: estimador sintético basado en la identificación de hidrometeoros como método de decisión. En función de la identificación realizada se elige entre 3 estimadores de tasa de lluvia: relaciones Z-R para lluvia, Z-R para nieve y Z-A, donde ‘A’ es la atenuación específica. La implementación base es tomada de la biblioteca PyART, donde pueden consultarse los aspectos generales y detalles de la misma.
- **CSU-HID**: estimador sintético basado en la identificación de hidrometeoros como método de decisión entre distintos estimadores simples y polarimétricos. La implementación base es tomada de la biblioteca ‘CSU Radar Tools’, donde pueden consultarse los aspectos generales y detalles de la misma.
- **CSU-ZDP**: estimador sintético basado en Z_{dp} como método de decisión entre distintos estimadores simples y polarimétricos. La implementación base es tomada de la biblioteca ‘CSU Radar Tools’.

4.2.6.2 Estimación de Precipitación

La generación de los campos de lluvia se vale de sus correspondientes campos de tasa de precipitación y de un vector de tiempos a los próximos volúmenes válidos. Este vector, calculado en la inicialización, especifica para cada volumen de radar el tiempo por el que debe multiplicarse la tasa de precipitación para estimar la lluvia en superficie correspondiente al periodo comprendido entre dicho volumen y el siguiente.

Una vez generados los campos de lluvia se aplica un método de interpolación entre los distintos volúmenes de radar para aproximar datos de celdas enmascaradas o inválidas a lo largo de la serie temporal. Utilizando la biblioteca ‘SciPy’ como base de las funciones matemáticas de interpolación, se implementan los siguientes métodos:

- **Cuadrática / Cúbica**: se utiliza funciones cuadráticas y cúbicas respectivamente para realizar el ajuste de los datos. Luego se reemplazan los datos inválidos con los valores interpolados.
- **Repetición de Último Dato**: se copia el dato previo al inválido.
- **Repetición de Próximo Dato**: se copia el dato posterior al inválido.
- **Valor Más Cercano**: se utiliza la media entre el dato anterior y el posterior.

4.2.7 Corrección y Validación de Campos

4.2.7.1 Ajustes de Datos

Métodos de Ajuste

El campo de precipitación estimado, tal como se vio en la sección 3.3.4.1, puede ser ajustado tomando como verdad la lluvia registrada en superficie por las EMAs mediante la aplicación de distintos métodos.

Para la implementación de los métodos de ajuste se ha tomado como base el módulo 'adjust' de 'wradlib', aunque el mismo ha sido modificado significativamente en la adaptación a la arquitectura de 'HIDROMET'. Adicionalmente, un sistema de memoria cache ha sido creado para recuperar rápidamente las matrices de corrección correspondientes a un determinado conjunto de EMAs y radares meteorológicos.

A continuación se listan los métodos de ajuste implementados:

- *Sesgo Medio del Campo (MFB)*: este método corrige errores espacialmente homogéneos, fue presentado en la sección 3.3.4.1 y está descrito por las ecuaciones (3.41) y (3.42). Básicamente ajusta las celdas de radar utilizando un único factor de corrección para todo el dominio espacial.
- *Ajuste Aditivo/Multiplicativo*: este método ha sido diseñado para corrección de errores espacialmente heterogéneos. El ajuste de las celdas se realiza mediante un modelo de error aditivo/multiplicativo, donde se calcula la matriz de corrección utilizando las EMAs vecinas y pesos por las distancias inversas al radar.

Métodos de Vinculación Radar/Pluviómetro

Un punto importante en el proceso de ajuste es el método utilizado para vincular las celdas de radar con los pluviómetros ubicados en superficie.

En primer lugar se debe definir el número de 'celdas contiguas' a utilizar, es posible tomar las 4, 6, 8 o las 24 celdas más próximas. La Figura 4.37 esquematiza la vinculación radar/pluviómetro, referenciando la celda central y las celdas más próximas o contiguas.

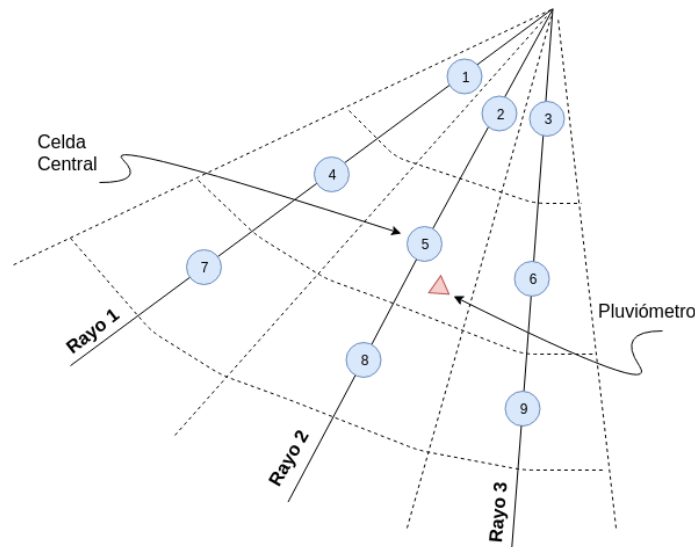


Figura 4.37: Esquema de vinculación entre datos de radar y pluviómetros.

Los modos de vinculación implementados son:

- *Celda Central*: se utilizan solo los datos de la celda de radar que coincide con la posición geográfica de la EMA.
- *Media de las Celdas Contiguas*: se calcula el valor medio de las celdas contiguas seleccionadas.

4.2.7.2 Métricas de Validación

Métodos Analíticos

En la sección 3.3.4.2 se resumieron las ‘Métricas Estadísticas de Rendimiento, Comparación y Evaluación’ más destacadas entre las referencias bibliográficas. A continuación se listan las efectivamente implementadas en ‘HIDROMET’, cuyas ecuaciones pueden encontrarse en la citada sección:

- Error Cuadrático Medio (RMSE)
- Error Absoluto Medio (MAE)
- Sesgo (B)

Métodos Gráficos

Los métodos gráficos de validación fueron introducidos en la sección 3.3.4.2. A continuación se describen las implementaciones realizadas en ‘HIDROMET’:

- *Gráfica de Círculos Pluviométricos*: este método fue presentado en el apartado 3.3.4.2. El resultado final de la implementación realizada puede verse en la Figura 4.38, generada en base a datos registrados por el RMA-1 y EMAs dentro de su área de cobertura.
- *Gráfica de Dispersión*: el método fue discutido en el apartado 3.3.4.2. La Figura 4.39 muestra un ejemplo del gráfico resultante, generado con datos registrados por el RMA-1 y EMAs dentro de su área de cobertura.

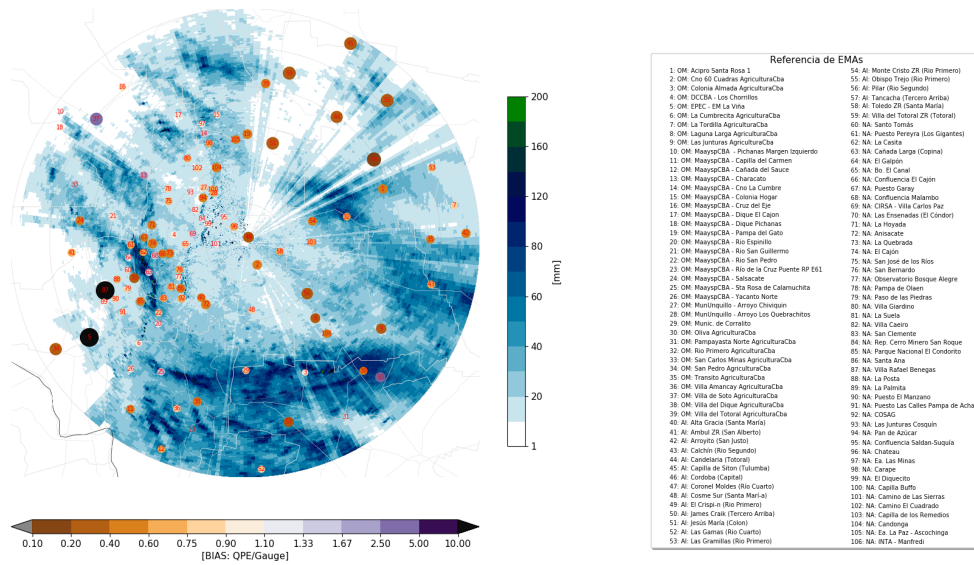


Figura 4.38: Método de Validación: Gráfica de Círculos Pluviométricos.

4.3 Pruebas de Verificación (‘Testing’)

Las buenas prácticas en el diseño de software recomiendan que el desarrollo de bibliotecas de mediano o gran tamaño deben ser llevados a cabo utilizando entornos de prueba que permitan realizar verificaciones integrales del correcto funcionamiento del paquete de software. ‘HIDROMET’ tiene una envergadura suficiente para ser encuadrada dentro de este grupo. Como se ha visto a lo largo de este capítulo, la biblioteca está constituida por un conjunto significativo de módulos que integran tanto funcionalidades y algoritmos de procesamiento originales como herramientas desarrolladas por otros autores.

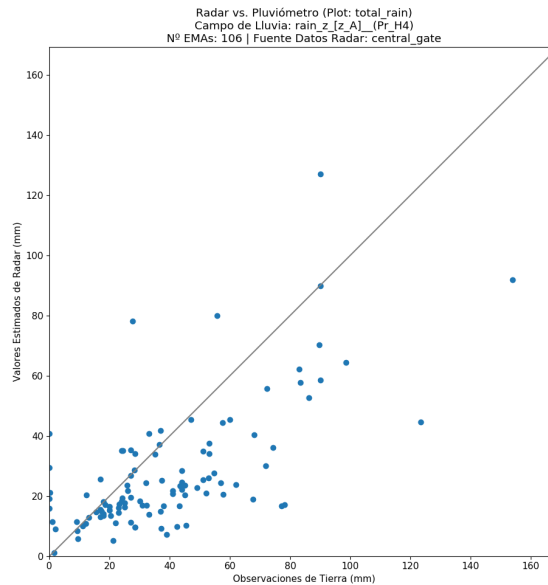


Figura 4.39: Método de Validación: Gráfica de Dispersión.

Las herramientas originales de 'HIDROMET' son testeadas mediante verificaciones cualitativas y/o utilizando un sistema de pruebas unitarias (o 'unit testing', por su terminología en inglés). Este último método combina pruebas unitarias, que verifican el funcionamiento de cada módulo individualmente, y pruebas integrales, que verifican el correcto funcionamiento de un conjunto de módulos. Este mecanismo de verificación es ejecutado automáticamente ante cada modificación introducida en alguno de los módulos componentes. Si bien las pruebas unitarias no garantizan el correcto funcionamiento de los algoritmos, son capaces de detectar gran cantidad de fallas, mantener la coherencia del código y ahorrar tiempos significativos de depuración.

Los algoritmos creados por autores externos, incluidos en la biblioteca, se encuentran respaldados en publicaciones bibliográficas sometidas a evaluación de pares y el código de los mismos es verificado generalmente en los sistemas de testeo de las bibliotecas fuentes. Es por ello que 'HIDROMET', en la mayoría de los casos, no incluye verificación de funcionamiento de algoritmos externos. Sin embargo, en algunos casos se han desarrollado pruebas de verificación cualitativas a los fines de poder evaluar una serie de aspectos, como: integración del código en la biblioteca, desempeño con datos de radar de banda 'C' (muchos algoritmos han sido diseñados originalmente para radares de banda 'S') y/o algún aspecto particular de los algoritmos.

Los conceptos generales sobre el entorno de trabajo de pruebas unitarias se describen en la sección 4.3.1, mientras que las pruebas efectuadas a los distintos módulos se describen en la sección 4.3.3

4.3.1 Entorno de Trabajo: 'PyTest'

Existen diversos entornos de trabajo (o 'frameworks', por su terminología en inglés) para implementar pruebas unitarias en Python. La biblioteca estándar incluye a 'unittest' y 'doctest', mientras que 'nose' y 'PyTest' son proyectos colaborativos de código abierto.

El entorno de trabajo unittest, también referenciado como 'Python Unit Testing Framework' o 'PyUnit', es parte de la biblioteca estándar de Python desde la versión 2.1. Este contiene un conjunto de herramientas para la generación de los test unitarios y otro para gestionar la ejecución de los mismos. Sin embargo, la biblioteca impone el uso de estructuras específicas para la escritura y ejecución de las pruebas debiendo emplearse clases y una serie especial de métodos de chequeo.

‘PyTest’, por otro lado, es un entorno de prueba mucho más moderno y orientado al estilo de programación de Python. Probablemente su principal ventaja es la simplicidad de la escritura de los casos de prueba. Estos se construyen mediante funciones de verificación incluidas dentro de un módulo cuyo nombre debe comenzar con ‘test_’. Las características más destacables del entorno son:

- La inicialización es muy rápida debido a la simplicidad y facilidad de su sintaxis.
- Se pueden correr pruebas específicas o un subconjunto de estas.
- Soporta las declaraciones de afirmación (‘assert statement’) nativas del lenguaje.
- Posibilita reiniciar las pruebas desde la última prueba fallida.
- Tiene un ecosistema de cientos de aplicaciones complementarias para extender su funcionalidad.
- Puede correr pruebas en paralelo.
- Detecta pruebas automáticamente.
- Permite saltar pruebas.
- Es un proyecto de código abierto.

Todas estas características, sumado al soporte brindado para la ejecución de casos de prueba de ‘unittest’ fundamentaron la elección de ‘PyTest’ como entorno de verificación de ‘HIDROMET’. Dicho entorno está integrado básicamente por 4 componentes:

- **Pruebas Unitarias:** una prueba unitaria es la unidad más pequeña del sistema de testeo. Esta chequea la respuesta de cierto módulo a un determinado conjunto de variables de entrada.
- **Pruebas de Integración:** es una colección de pruebas unitarias. Las pruebas son agrupadas en conjuntos y ejecutadas de forma coordinada.
- **Gestor de Pruebas:** este componente orquesta la ejecución de las pruebas y muestra al usuario el resultado de las mismas de forma organizada.
- **Pruebas Accesorias:** constituido por todas las tareas que deben llevarse a cabo para ejecutar una o más pruebas y cualquier tarea de limpieza asociada. Estas pueden implicar, por ejemplo, crear bases de datos temporales, directorios, inicializar un proceso en un servidor, etc.

4.3.2 Volúmenes de Radar Sintéticos

El paquete ‘testing’ (ver Figura 4.1) está compuesto por un conjunto de módulos que incluyen herramientas auxiliares para la generación de los casos de prueba.

La verificación automática de ciertos algoritmos requiere conocer de forma precisa las variables de entrada a los fines de poder evaluar los resultados del procesamiento. Esto último no es posible si las verificaciones se realizan utilizando datos reales de volúmenes de radar. Es por ello que se desarrolló un módulo que permite generar uno o más volúmenes de radar simulando los metadatos del radar, parámetros de construcción de los volúmenes y barridos, propiedades de las celdas y datos de las distintas variables polarimétricas. A continuación se resumen las características del módulo:

- **Fecha y Número Volúmenes:** número de volúmenes, fecha inicial a partir de la que se generarán y período entre los mismos.
- **Barridos y Celdas:** número de barridos, número de rayos por barrido, número de celdas, distancia entre celdas, distancia a la primer celda,
- **Metadatos del Radar:** latitud, longitud, nombre.
- **Localización de Datos:** permite definir el área de datos válidos en coordenadas de radar, se configuran haz inicial y final, y celda inicial y final.
- **Enmascaramiento de Datos:** dentro de la región de datos válidos es posible enmascarar una parte de los mismos para simular condiciones de reducción de SNR, SQI, etc.
- **Variables Polarimétricas:** los campos de datos Z_h , Z_v , ρ_{hv} , Ancho Espectral (W_{rad}), K_{dp} y S_{alt} se generan a partir de valores predefinidos por el usuario. Luego, en función de estos, se generan de forma automática las variables Z_{dr} , ϕ_{dp} y V_{rad} .

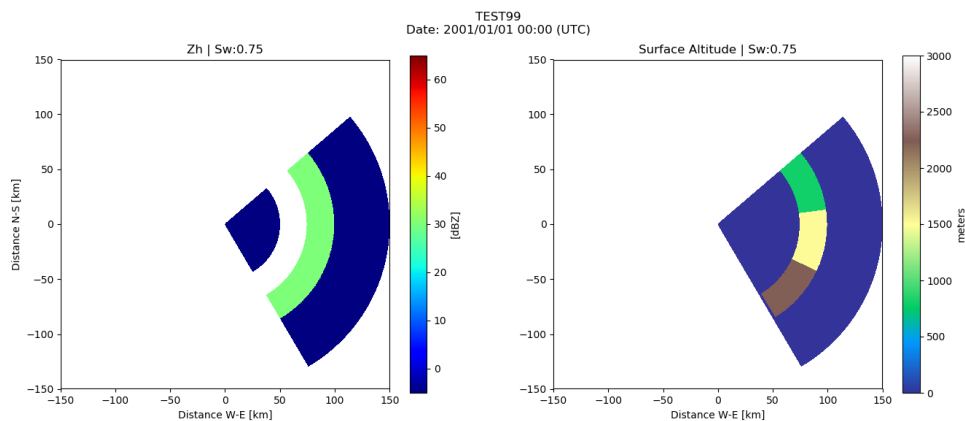


Figura 4.40: (Izq.) PPI del campo Z_h simulado. (Der.) PPI del campo SALT simulado.

4.3.3 Casos de Testing

Corrección de Atenuación por Bloqueo Parcial

Para verificar el correcto funcionamiento de este algoritmo se evalúa su desempeño en los 3 posibles escenarios que se pueden encontrar durante la propagación de un haz de radar: bloqueo total, bloqueo parcial o libre de bloqueo.

La prueba requiere la generación de un volumen de radar sintético. En este se define un único barrido con una elevación prefijada, se asignan valores determinados a Z_h y se crean 3 sectores acimutales con valores de altitud de superficie diferentes. Estos valores se establecen de tal forma que la relación entre la altitud de las celdas y la altitud de la superficie de terreno en un rango de radar predefinido se ajuste a alguno de los siguientes casos: en el primer sector los haces de radar tienen un bloqueo total (100%), en el segundo sector existe un bloqueo parcial del 50% y en el tercer sector no hay bloqueo con el terreno. En todos los casos se utiliza el índice de refracción estándar para simular la propagación del haz del radar.

Una vez generado el volumen sintético se calcula el campo del bloqueo parcial acumulado para todo el conjunto de datos simulados. Finalmente se comprueba el resultado obtenido para los 3 sectores definidos. Las Figuras 4.40, 4.41 y 4.42 muestran los campos simulados y los resultantes de la ejecución de la prueba de verificación del módulo. La Figura 4.40 muestra los PPIs de los campos SALT y Z_h simulados, la Figura 4.41 muestra el campo PBB generado y la Figura 4.42 compara el campo Z_h simulado con el corregido en función del campo PBB. De la evaluación de los resultados obtenidos es posible afirmar que el algoritmo funciona correctamente para las 3 condiciones de prueba.

Barrido Híbrido

Para la verificación del algoritmo de generación de campos y mapas de barrido híbrido se ha diseñado una prueba unitaria. A dicho fin se ha creado un volumen de datos sintético que incluye 13 barridos con elevaciones de: 0,75°; 1,5°; 2°; 2,25°; 2,5°; 3,5°; 5°; 9°; 12°; 15°; 20°; 25° y 30°. Los datos válidos están limitados a la región comprendida entre los 50° y 150° acimutales y desde el origen hasta los 120 km de rango. El campo Z_h para el primer barrido se define con un valor de 0 dBZ para los rangos comprendidos entre los 0 y 25 km y entre los 50 y 120 km, simulando así una región de muy baja reflectividad. Entre los 25 y 50 km de rango se establece una 'zona de tormenta' y se asigna un valor de 30 dBZ en toda su extensión. En la primera mitad de esta zona, adicionalmente, se utiliza una máscara que simula pérdida de datos válidos a los fines de comprobar el comportamiento del algoritmo bajo dicha condición. Los barridos subsiguientes se generan conservando la misma

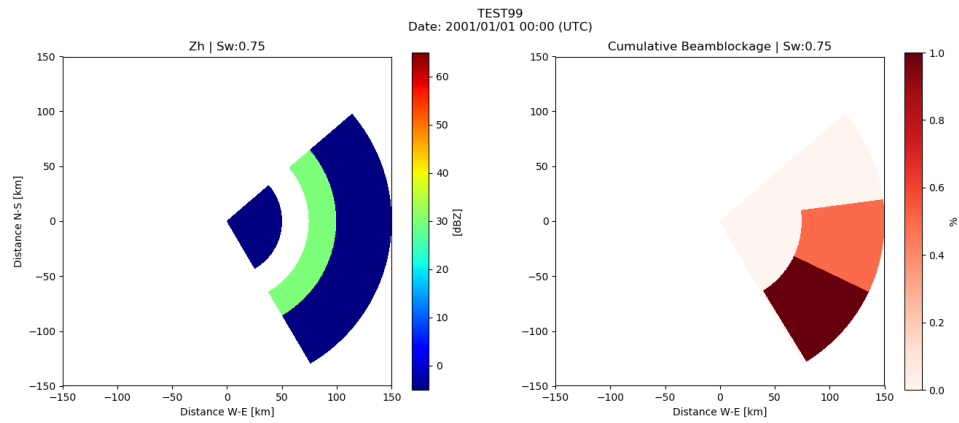


Figura 4.41: (Izq.) PPI del campo Z_h simulado. (Der.) PPI del campo PBB generado.

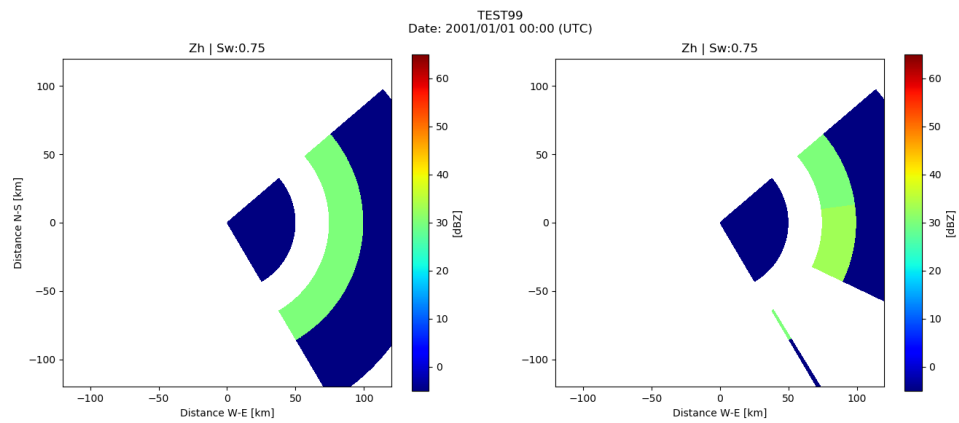


Figura 4.42: (Izq.) PPI del campo Z_h simulado. (Der.) PPI del campo Z_h corregido por bloqueo parcial del haz.

estructura pero aumentando 30 dBZ el valor en la 'zona de tormenta' de manera progresiva. De esta forma a la segunda elevación se le asignan 60 dBZ, 90 dBZ a la tercera y así sucesivamente.

Los parámetros configurados para el armado del barrido híbrido son: umbral de bloqueo de 60%, límite de rango de 120 km, altura mínima de la celda sobre el nivel del suelo de 25 m y un umbral de altura de 5000 m. Por otro lado, tres sectores distintos son definidos para el campo SALT en la zona de datos válidos del volumen sintético. Las altitudes de la superficie en cada uno de estos sectores se fijan de modo tal que se cumplan las siguientes condiciones:

- **Sector 1:** la relación entre la altitud de la superficie y la elevación de las celdas de los haces relativos al sector del primer barrido de radar (usando un índice de refracción estándar) no debe superar el 60% de bloqueo parcial en ningún caso. Adicionalmente, la altitud de la parte inferior de los lóbulos primarios de radiación de dichos haces deben conservar una diferencia mínima de 25 m de altitud respecto a la superficie de terreno.
- **Sector 2:** ídem 'Sector 1' pero relativo al segundo barrido.
- **Sector 3:** ídem 'Sector 1' pero relativo al tercer barrido.

Al aplicar dichos criterios sobre los datos del volumen sintético se espera que el algoritmo de generación de mapas de barrido híbrido asigne el primer barrido al sector uno, el segundo al sector 2 y el tercero al sector 3 en el primero de estos mapas. Por lo tanto, la prueba unitaria implica correr el algoritmo y verificar que se cumplan los criterios prefijados. Las Figuras 4.43 y 4.44 muestran los resultados obtenidos para la misma. La Figura 4.43 muestra el campo SALT y Z_h para los primeros 3 barridos del volumen de radar simulado. La Figura 4.44 ilustra el campo híbrido resultante junto al mapa de barrido híbrido utilizado.

4.3.4 Prueba de Integración: QPE

Esta prueba de integración verifica la cadena de procesamiento de los campos de precipitación, incluyendo: etapa de inicialización, flujos de procesamiento normal e híbrido, sistema de parametrizaciones, estimadores de tasa de precipitación, vinculación con estaciones de superficie (aws) y ajuste de datos, regiones y distintas herramientas de visualización, entre otros.

Datos Sintéticos de Radar, Regiones y EMAs

Datos Sintéticos de Radar La prueba de integración verifica, entre otros aspectos, la precipitación estimada por el radar para cierto periodo, por lo que se requieren 2 o más volúmenes de radar sintéticos para completar la prueba. Es por ello que se generan 3 conjuntos de datos, entre los cuales se simula una separación temporal de 10 minutos.

Cada volumen de radar se genera con 13 barridos de elevación, 360 haces acimutales y 300 celdas de 500 m cada una. Se establece una región de datos válidos comprendida entre los 50 y 150 grados acimutales (los restantes haces son enmascarados) y dentro de esta, 4 zonas divididas en función del rango. La primer y última zona, formadas por las celdas 0 a 99 y 200 a 299, simulan una zona ruidosa sin presencia de hidrometeoros denominada 'zona de aire claro' (Z_h : -10 dBZ y ρ_{hv} : 0,5). Los datos del intervalo de rango comprendido entre las celdas 100 a 149 son enmascarados, simulando así una zona de datos defectuosos o ruidosos y denominada en consecuencia 'zona enmascarada'. Por último, el intervalo de rango definido por las celdas 150 a 199 es denominado 'zona de tormenta' y se asignan valores típicos de hidrometeoros líquidos. Por ejemplo, en la elevación inicial de los volúmenes sintéticos esta zona es generada utilizando los siguientes valores: Z_h y Z_v 30 dBZ; K_{dp} : $2 \frac{\circ}{km}$; W_{rad} : $2m/s$. Las Figuras 4.45 y 4.46 muestran los campos que conforman los distintos volúmenes sintéticos.

El campo SALT se genera análogamente a lo detallado en la sección 4.3.3, con la salvedad que en este caso los sectores son conformados únicamente por un haz, es decir solo se asignan altitudes de

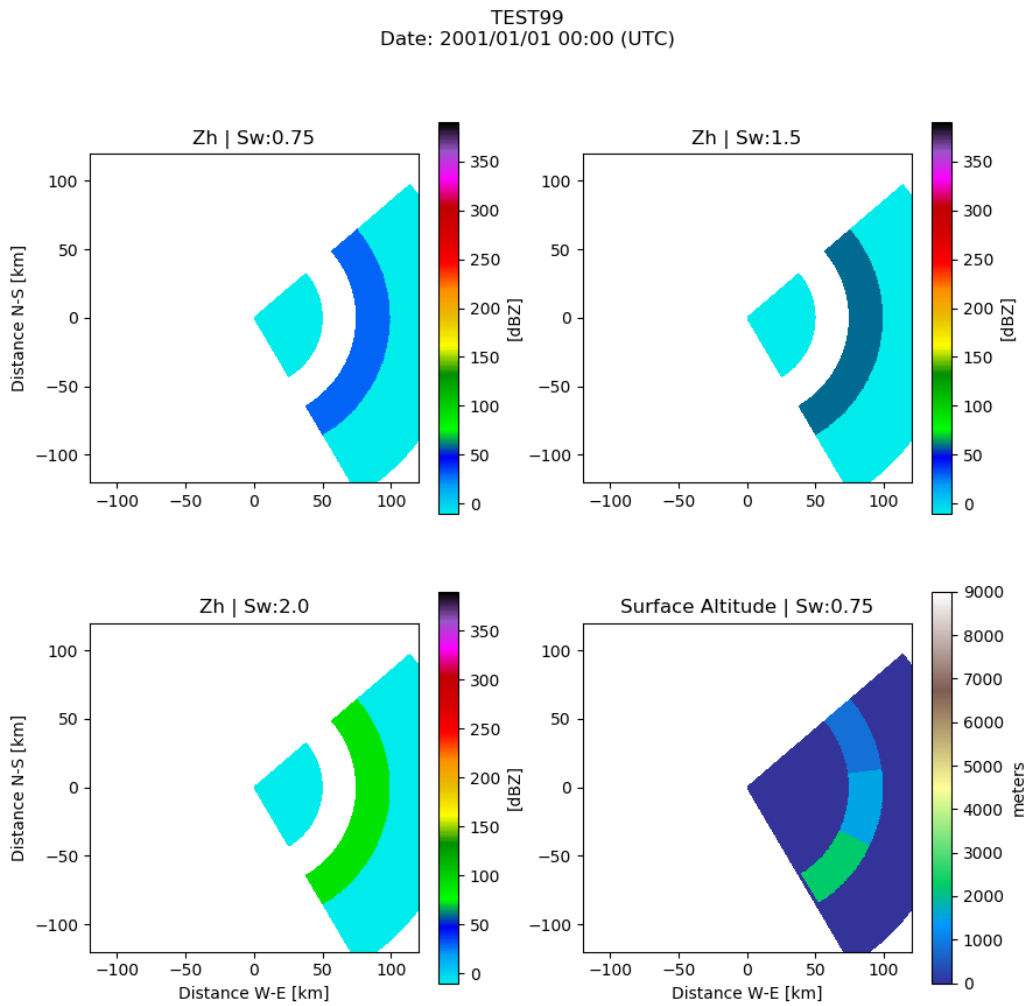


Figura 4.43: PPIs de los campos base del volumen de radar simulado. Se muestra Z_h para los tres primeros barridos y el campo SALT.

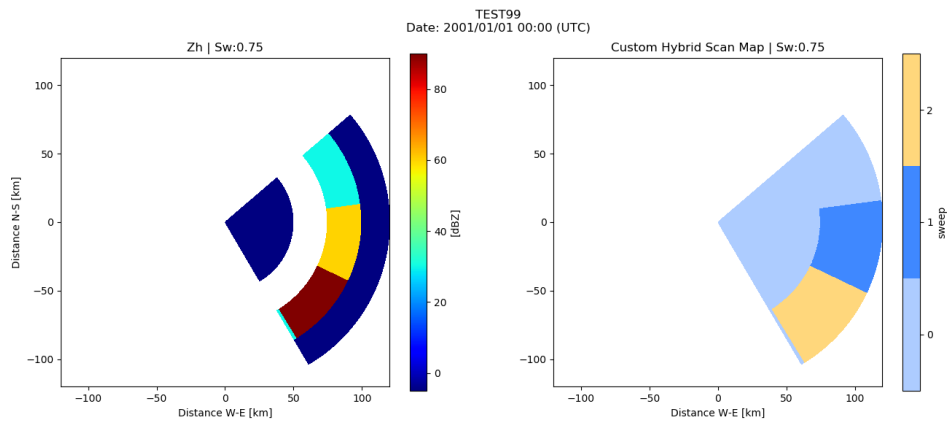


Figura 4.44: PPIs del campo híbrido de Z_h y del mapa de barrido híbrido utilizado.

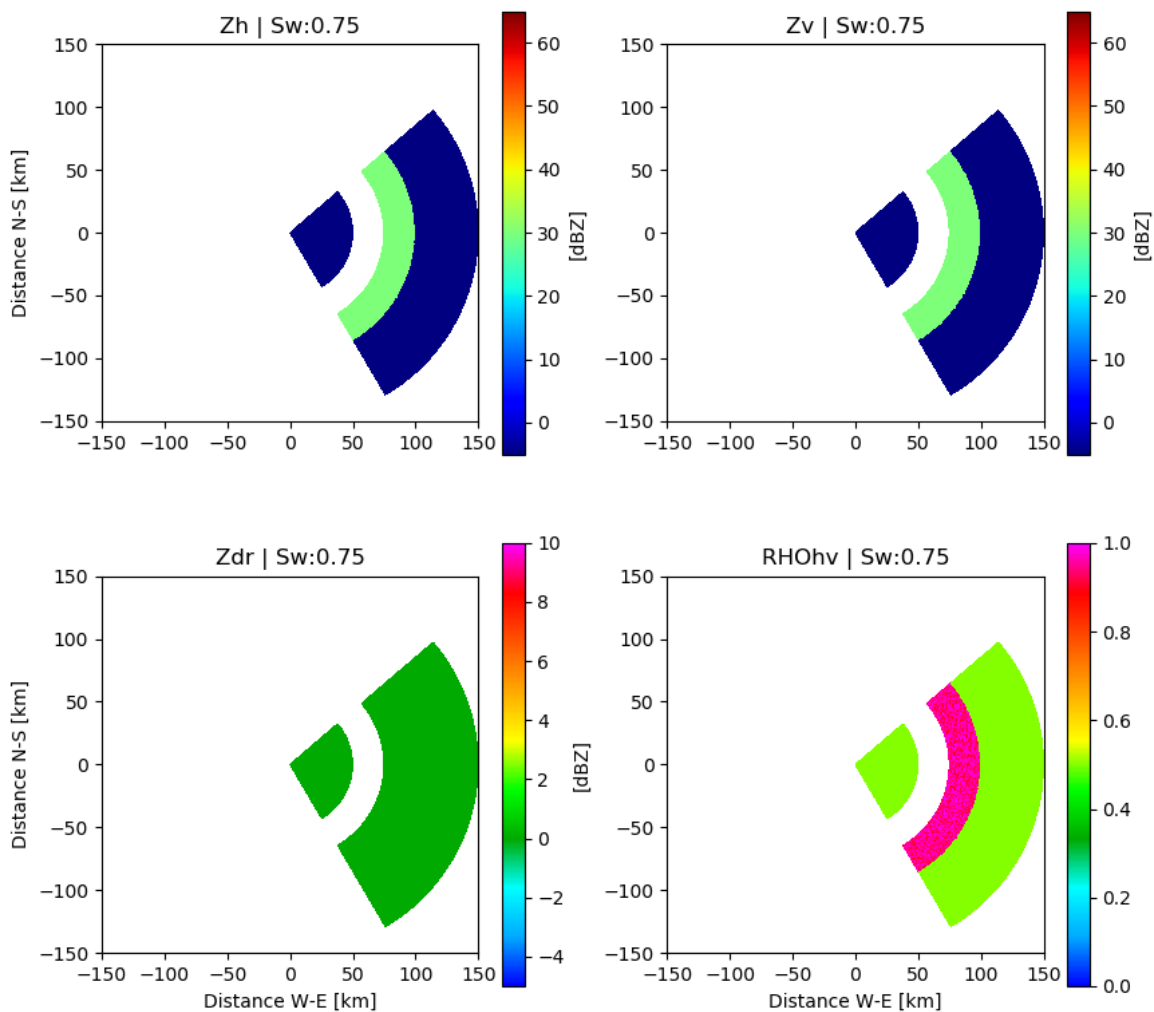


Figura 4.45: Campos sintéticos del barrido inicial de los volúmenes de prueba, se muestran los siguientes PPIs: Z_h , Z_v , Z_{dr} y ρ_{hv} .

terreno distintas para los 3 primeros haces. En el resto de los haces se simula una altitud de superficie de 0 m (ver recuadro superior izquierdo de la Figura 4.46).

Registros Pluviométricos Sintéticos de EMAs Para verificar los algoritmos de ajuste y validación de datos QPE es necesario corroborar el correcto funcionamiento de la clase 'aws', sus herramientas asociadas y la vinculación EMA-Radar. Para ello se generan 10 EMAs sintéticas con sus correspondientes ubicaciones y registros pluviométricos, los cuales son definidos de manera tal de simular 5 posibles casos reales:

- Caso A: EMA localizada en región de haces enmascarados (EMA A)
- Caso B: EMA localizada en 'zona enmascarada' (EMA B).
- Caso C: EMA localizada en 'zona aire claro' (EMA N° 1).
- Caso D: EMA localizada en 'zona tormenta': los datos QPE de las celdas contiguas varían mientras que los registros pluviométricos se mantienen constantes (EMA N° 2).
- Caso D: EMAs localizadas en 'zona tormenta': los datos QPE se mantienen constantes mientras se introducen modificaciones en los registros pluviométricos. Se plantean 5 escenarios:
 - Escenario 1: la QPE es sobreestimada, en relación a lluvia simulada para el pluviómetro, en un orden de 10 veces (EMA N° 3).

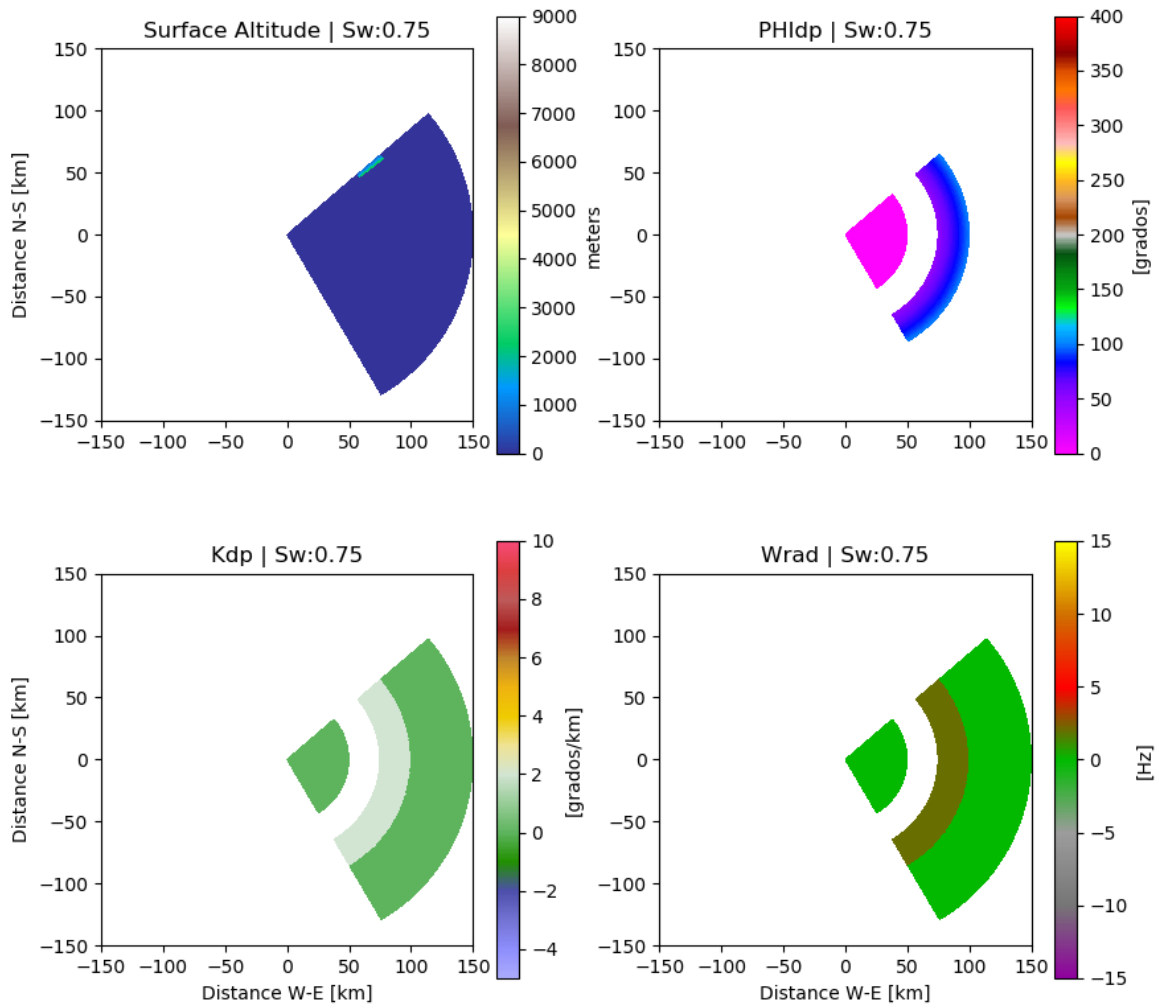


Figura 4.46: Campos sintéticos del barrido inicial de los volúmenes de prueba, se muestra los siguientes PPIs: SALT, ϕ_{dp} , K_{dp} y W_{rad} .

- Escenario 2: la QPE es estimada correctamente (EMA N° 4).
- Escenario 3: la QPE es subestimada, en relación a lluvia simulada para el pluviómetro, en un orden de 2 veces (EMA N° 5).
- Escenario 4: la QPE es subestimada, en relación a lluvia simulada para el pluviómetro, en un orden de 3 veces (EMA N° 6).
- Escenario 5: la QPE es subestimada, en relación a lluvia simulada para el pluviómetro, en un orden de 7 veces (EMA N° 7).
- Escenario 6: la QPE es subestimada, en relación a lluvia simulada para el pluviómetro, en un orden de 10 veces (EMA N° 8).

Una vez creadas las EMAs sintéticas se procede a estimar la lluvia teórica utilizando los campos base de radar y ecuaciones de los distintos estimadores de tasa de precipitación. Esto se realiza para las 10 celdas de radar coincidentes con las ubicaciones de las EMAs y sus correspondientes celdas contiguas. El proceso continúa con la instanciación de los objetos 'aws' (abstracciones de las EMAs sintéticas), la generación del diccionario de EMAs y la incorporación de los registros pluviométricos con sus respectivas marcas temporales simuladas. El diccionario de EMAs es finalmente dividido en un diccionario de ajuste y en otro de validación.

Regiones de Prueba A los fines de probar las herramientas asociadas a la creación y procesamiento de regiones se instancian 3 objetos de este tipo. Las mismas se definen para contemplar 3 posibles situaciones reales:

- **Caso A:** region en 'zona enmascarada'.
- **Caso B:** region en 'zona tormenta'.
- **Caso C:** region en 'zona mixta'.

Procesamiento de la Tormenta

Para el procesamiento de la tormenta se ajusta la fecha inicial y final de la misma en base a las fechas simuladas de los volúmenes de radar sintéticos. Adicionalmente, el constructor de la clase es provisto de los parámetros generales de procesamiento, del diccionario sintético de EMAs y de las regiones de prueba creadas. Finalmente, se definen los archivos de configuración de las parametrizaciones algorítmicas y parametrizaciones de corrida. Para esta prueba de integración se crean dos parametrizaciones de corrida, una con flujo normal y otra con flujo de procesamiento híbrido.

Validaciones

Las validaciones han sido diseñadas para verificar distintas etapas de la cadena de generación de los campos QPE. En estas se corrobora el procesamiento de los datos, las herramientas utilizadas, el flujo de procesamiento y la vinculación entre los distintos tipos de datos. El flujo de procesamiento híbrido incluye, adicionalmente, la validación de la generación de los mapas y campos híbridos resultantes de manera análoga a lo descrito en la sección 4.3.3.

Cadena completa del campo Z_h En esta instancia se verifica el desempeño integrado de los algoritmos de procesamiento del campo Z_h originalmente desarrollados para 'HIDROMET'. Inicialmente se chequea que las herramientas de recorte y filtrado de datos no modifiquen los campos sintéticos. Se verifican modificaciones en sus valores y rotaciones o desplazamientos en acimut y rango. Luego, de manera análoga a lo detallado en la sección 4.3.3, se chequea el algoritmo de corrección de bloqueo parcial del haz para 3 posibles casos de obstrucciones de terreno: caso sin bloqueo, caso bloqueo parcial del haz del 50% y caso bloqueo total del haz. En cada uno de estos se verifica la correcta generación de los campos PBB y Z_h resultantes.

Cálculo de campos QPE El primer paso es la verificación del campo de tasa de precipitación generado de forma automática. A dicho fin este es comparado con valores teóricos calculados a partir de las ecuaciones de los distintos estimadores y las variables polarimétricas de radar. Este procedimiento es repetido tanto para los campos de precipitación parciales generados en cada uno de los 3 volúmenes sintéticos como para el campo de precipitación acumulado a lo largo de los mismos.

EMAs y Regiones Se valida individualmente, para cada una de las EMAs y Regiones, los distintos escenarios planteados. Se verifica la correcta generación del campo QPE (utilizando un procedimiento comparativo análogo al arriba detallado), la vinculación con los distintos instrumentos (Radar-EMA; Radar-Región), la existencia de datos únicamente en sectores válidos y que el número de datos válidos sea congruente con los sectores enmascarados de las distintas regiones. Esto último es también pertinente a la región conformada por las celdas contiguas de las EMAs.

La Figura 4.47 muestra un PPI del campo de precipitación resultante de la prueba de integración completa, junto con la ubicación y sesgo ponderado calculado para las distintas EMAs simuladas.

Las estaciones que no figuran en el mapa son aquellas que fueron localizadas en zonas de datos enmascarados, este es el caso de las EMAs de prueba A y B. La primera de estas se ubicó sobre un haz completamente enmascarado, mientras que la segunda se ubicó sobre un haz válido pero en la zona de celdas enmascaradas.

La EMA de prueba N°1 se ubicó en una celda de 'aire claro'. La QPE esperada para dicha zona es despreciable (menor a 0,1 mm). La precipitación simulada en superficie, por lo tanto, fue definida en 0 mm. El sesgo final encontrado entre los valores de QPE calculados y los cargados para el pluviómetro es congruente con lo esperado (sesgo = 1).

La EMA de prueba N°2 se ubicó en el segundo haz válido, para el cual se simuló una obstrucción parcial del 50%. Para el haz precedente, el primer haz válido del conjunto de datos, no se simuló obstrucción parcial del haz por lo que los valores de QPE calculados variarán entre un haz y otro. Por último, para el haz posterior (tercer haz válido del conjunto de datos) se simuló una obstrucción por arriba del umbral permitido por lo que se espera que el algoritmo de corrección de bloqueo parcial enmascare completamente dicho radial.

Este caso permite evaluar la estimación de precipitación utilizando el método de vinculación que compara la media de la precipitación estimada para las 9 celdas más próximas a la EMA con lo registrado en superficie. Además, es posible corroborar el correcto procesamiento de diferentes estadísticas asociadas a las celdas contiguas calculadas de forma automáticamente. El comportamiento encontrado fue el esperado. Los valores máximos de QPE en la región de celdas contiguas coincidieron con los valores de las celdas pertenecientes al haz central (celdas cuyos valores de Z fueron corregido en aproximadamente 3 dB) y los valores mínimos se ubicaron en las celdas pertenecientes al primer haz. El tercer haz, como se esperaba, fue enmascarado completamente. Por último, la precipitación media en la región de celdas contiguas y el sesgo fueron estimados correctamente. Para el cálculo del sesgo se simularon registros pluviométricos realizando un promedio de lo esperado para cada uno de los haces.

El último caso evaluado integra las EMAs de prueba N° 3, 4, 5, 6, 7 y 8; las cuales permitieron evaluar correctamente los 5 escenarios planteados. Los sesgos encontrados en cada una de estas estaciones se representan mediante la variación de tamaños y colores en la Figura 4.47. Esto último también puede ser visto en la Figura 4.47, la cual muestra en un gráfico lineal la QPE en función de los registros pluviométricos simulados.

Finalmente, el MFB del sistema coincide con el esperado. Para esto se tuvieron en cuenta los desajustes teóricos esperados en cada una de las EMAs sintéticas.

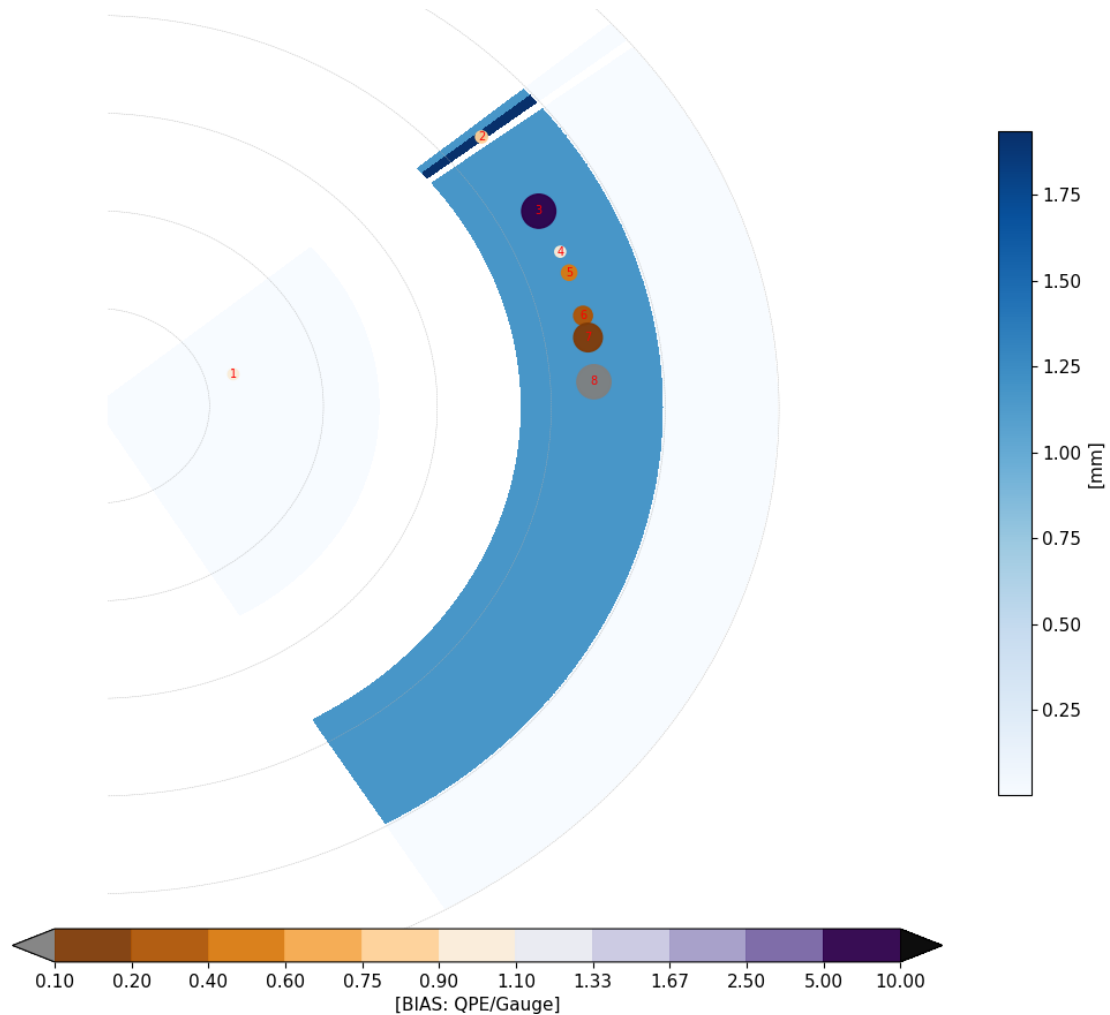


Figura 4.47: Método de validación gráfico. Se muestra un PPI del campo QPE resultante de la prueba de integración junto a las estaciones de superficie sintéticas. Por defecto no se muestran las EMAs sin pares de datos (radar-pluviómetro) válidos. Las referencias 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 se corresponden con las respectivas EMAs sintéticas. Las EMAs N° 1 y 4 tienen sesgos (Pluviómetros/Radar) muy próximos a 1, encontrándose acorde al QPE estimado y a los registros pluviométricos simulados. La EMA N° 3 muestra una sobreestimación de QPE superior a 10 veces lo registrado en el pluviómetro sintético. Finalmente las EMAs N° 5, 6, 7 y 8 muestran distintas subestimaciones del campo QPE, con sesgos de 2, 3, 7 y 10 respectivamente.

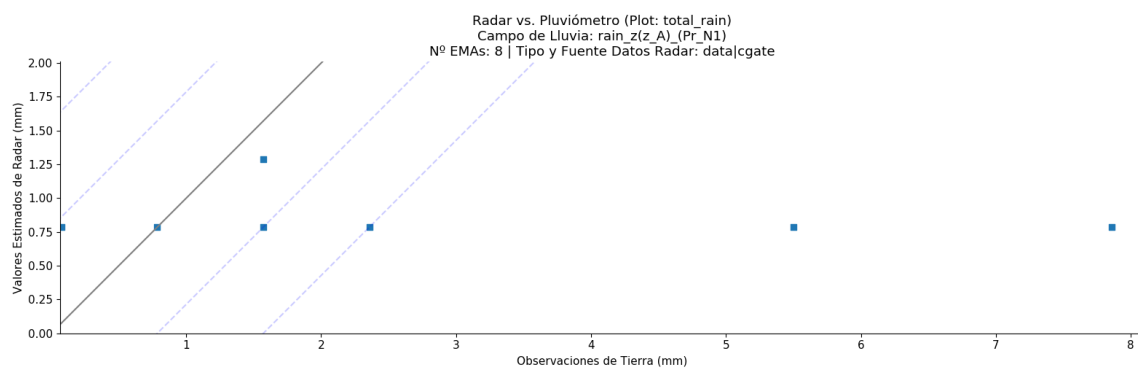



Figura 4.48: Método de validación gráfico. Se muestra un gráfico lineal del campo QPE en función de lo simulado para los pluviómetros de las estaciones de superficie sintéticas.



5. Conclusiones

La presente tesis de maestría inició con una revisión de los conceptos teóricos relativos al funcionamiento de los radares meteorológicos modernos. Se revisaron los principios de funcionamiento físicos, detalles de diseño de ingeniería e interpretación de las variables polarimétricas convencionales.

Se realizó una exhaustiva revisión bibliográfica relacionada al estado de arte de los sistemas de estimación cuantitativa de precipitación y métodos de ajuste y validación de datos de radar utilizando estaciones meteorológicas en superficie. Esta investigación bibliográfica fue, en sí mismo, un proceso de gran aprendizaje personal en el campo de los radares meteorológicos y la hidrometeorología. El capítulo 3 resume una significativa cantidad de conceptos y aspectos a considerar en el proceso de generación de los campos QPE. Cabe destacar que no se han encontrado fuentes bibliográficas que aborden dicha problemática per se con una amplitud de contenidos equivalente a los desarrollados en este capítulo.

La biblioteca de procesamiento de datos hidrometeorológicos ‘HIDROMET’, resultado del desarrollo de software llevado a cabo en la presente tesis, ha sido diseñada, implementada y testeada siguiendo estándares de Ingeniería en Software, se utilizó programación orientada a objetos y principalmente ‘Python’, lenguaje de programación ampliamente utilizado en la comunidad científica. La arquitectura modular utilizada agiliza y flexibiliza la incorporación de nuevas funcionalidades y facilita el mantenimiento del código.

La biblioteca incluye herramientas para el procesamiento y vinculación de datos de radar, regiones, radiosondeos atmosféricos y estaciones meteorológicas automáticas. En el caso de estas últimas, las herramientas implementadas comprendieron desde el diseño inicial del modelo de datos hasta el acceso y gestión transparente de distintas bases de datos. En el área radares, el desarrollo abarcó desde la implementación de herramientas básicas y esenciales para la operación con datos de radar, como el lector/conversor del formato BUFR utilizado en los radares RMAs, hasta avanzados productos de nivel 3, correctores, filtros, control de calidad, visualizadores, métodos de ajuste y validación.

Otro punto destacable de la biblioteca es el nivel de automatización alcanzado. Una vez fijados los parámetros de configuración general y parametrizaciones de corrida a utilizar, el procesamiento se ejecuta de forma totalmente automática. Este abarca desde la descarga de los datos de los distintos sensores remotos a través de múltiples bases de datos hasta la visualización de los resultados mediante múltiples herramientas gráficas y la exportación de los mismos a diferentes formatos.

El sistema de parametrizaciones implementado es una herramienta de suma utilidad tanto para uso científico como operativo. Respecto al primero, las parametrizaciones permiten realizar múltiples

pruebas y comparaciones simultáneas de distintos algoritmos y/o parámetros de configuración de un mismo algoritmo. Desde el punto de vista operativo las parametrizaciones permiten adaptarse rápidamente a distintos escenarios de operación.

El relativamente rápido desarrollo de ‘HIDROMET’, tanto en lo que respecta a la implementación de los algoritmos y funcionalidades generales presentadas de forma original en este trabajo, como en la integración de algoritmos preexistentes incluidos en bibliotecas externas, se debe en gran medida al amplio ecosistema de bibliotecas de procesamiento de datos científicos disponibles en ‘Python’ como ‘numpy’, ‘scipy’, ‘panda’, etc.; a la existencia de proyectos de software libre para el procesamiento de datos de radares meteorológicos como ‘PyART’ y ‘wradlib’, entre otros [Heistermann, S. Collis y col., 2015]; y a la innumerable cantidad de recursos de software libre y soporte brindado por toda la comunidad de ‘Python’ a nivel mundial.

El sistema de testing automático implementado permite verificar que las modificaciones introducidas no afecten el correcto funcionamiento de los módulos principales de la biblioteca. La utilización de datos sintéticos en esta etapa permite evaluar el comportamiento del software tanto de forma cualitativa como cuantitativa. Algunos algoritmos externos fueron testeados de forma cualitativa utilizando datos de tormentas reales con buenos resultados en todos los casos.

Es importante mencionar que, a pesar del buen nivel de desarrollo y resultados alcanzados en la actual versión del software, aún queda mucho trabajo por realizar: desde mejoras u optimizaciones en los módulos actuales hasta la inclusión de nuevos algoritmos, funcionalidades, métodos de corrección, filtrado, productos de nivel 3, herramientas de visualización y análisis de resultados, procesamiento/-vinculación de nuevos sensores remotos o instrumentos de medición, entre muchos otros. Los posibles trabajos futuros se resumen en el Capítulo 6 y la envergadura de los temas listados puede requerir desde simples desarrollos de corta duración hasta complejas investigaciones encausadas en trabajos finales de grado, tesis de maestría y/o tesis doctorales.

Finalizando, es factible afirmar que ‘HIDROMET’, y en particular el algoritmo de generación de campos QPE presentado, cumplen sobradamente con los objetivos iniciales planteados para la presente tesis de maestría. El paquete de software desarrollado brinda igual o, en algunos casos, mayor número de prestaciones que los algoritmos operativos encontrados en la búsqueda bibliográfica.



6. Trabajo Futuro

A partir de la exhaustiva revisión teórica realizada en el Capítulo 3 respecto a la estimación cuantitativa de precipitación utilizando sensores remotos y estaciones de superficie y las características funcionales efectivamente implementadas en ‘HIDROMET’, se visualizan una serie de trabajos de interés que podrían llevarse a cabo a futuro, ya sea en el marco de trabajos finales de grado o especialización, tesis de maestrías y/o tesis doctorales.

El último apartado resume brevemente algunas tecnologías incipientes en el ámbito de radares meteorológicos que abrirán nuevos campos de investigación, oportunidades y desafíos.

6.1 Redes Pluviométricas

- **Redundancia de Pluviómetros:** incorporar sensores de medición de lluvia redundantes en red de estaciones meteorológicas automáticas. La medición simultánea de la lluvia con 2 o más pluviómetros reduce sensiblemente el error aleatorio de medición, a la vez que posibilita la detección temprana de fallas en los instrumentos.
- **Red pluviométrica de referencia:** diseñar e instalar una red pluviométrica o rediseñar una preexistente, considerando con una adecuada densidad espacial de instrumentos a los fines de contar con una referencia adecuada para el ajuste hidrometeorológico de los radares de SiNaRaMe.
- **Control de Calidad Automático de los Datos:** desarrollar e implementar un algoritmo que permita realizar un control de calidad automático de los datos de la red de EMAs. De esta forma se podrán detectar estaciones defectuosas y descartar dichos datos de análisis estadísticos.

6.2 Disdrómetros

- **Recuperación de DSD:** comparar algoritmos de recuperación de DSD utilizando modelos de 2 y 3 parámetros.

6.3 Radares Meteorológicos

Calibración Absoluta, Relativa y Polarimétrica

- **Calibración Relativa entre Radares:** implementar un algoritmo de calibración relativa entre radares comparando valores de Z obtenidos en regiones de cobertura compartida. Este método permitiría detectar rápidamente radares con errores de calibración dentro de una red de radares como SiNaRaMe.
- **Calibración Relativa con Satélites:** utilizar los datos provistos por los radares de SiNaRaMe para ajustar productos de satélites meteorológicos y de observación de la tierra como GOES y SAOCOM, entre otros.
- **Calibración usando Autoconsistencia:** mediante la utilización de las variables polarimétricas implementar un algoritmo que permita verificar la autoconsistencia de los datos y determinar errores en la calibración del radar.

Variables Polarimétricas y Productos Derivados

- **Comparación de Algoritmos para Generación de K_{dp} :** comparar el rendimiento de distintos algoritmos de generación de K_{dp} en la estimación de QPE. Se deben variar parámetros de suavizado, largo de caminos de derivación y resolución. Referencias: Yanting Wang y Chandrasekar, 2009 y Cifelli y col., 2011.
- **Reflectividad Diferencial de Granizo:** implementar el producto ‘Reflectividad Diferencial de Granizo’ (HDF, por sus siglas en inglés de Hail Differential Reflectivity). Este tipo de productos permite estimar el tamaño del granizo presente en una tormenta. Ver ‘Máximo Tamaño de Granizo Esperado’ (MESH, por las siglas en inglés de Maximum Expected Hail Size) [Witt y col., 1998] [Brimelow, Reuter y Poolman, 2002].
- **Estimador de Tasa y Granizo Precipitado:** desarrollar un estimador de tasa y volumen de granizo precipitado.
- **Estimador de Tasa y Nieve Precipitada:** desarrollar un estimador de tasa y volumen de nieve precipitada.

Calidad de Datos

- **Control de Calidad con Lógica Difusa:** implementar filtro de control de calidad con lógica difusa que haga uso de estimación de incertezas, variables meteorológicas y campos derivados (ej. texturas). Referencia: Jonathan J Gourley y Hong, 2014.

Adecuación y Corrección de Datos

- **Corrección por Bloqueo Parcial:** implementar las técnicas de corrección por visibilidad real del radar y corrección por autoconsistencia. Realizar una comparación entre estos y la técnica de corrección óptica-geométrica.
- **Detección de Propagaciones Anómalas:** implementar y comparar algoritmos de detección de propagaciones anómalas en la atmósfera utilizando los radiosondeos diarios del SMN; perfil vertical de reflectividad u otros métodos. Comparar performance de la técnica de corrección de bloqueo parcial por visibilidad óptica-geométrica con y sin corrección del perfil vertical de refractividad.
- **Análisis Estadísticos de Propagaciones Anómalas:** llevar a cabo un análisis estadístico sobre la variación de las condiciones de propagación en esta región. Referencia: Bech y col., 2002.
- **Corrección de Errores dependientes del Rango:** implementar algoritmo para la corrección de errores dependientes del rango basados en VPR. El mismo debe contemplar barridos híbridos y realizar las correcciones pertinentes antes y después de la banda brillante.

Clasificación de Hidrometeoros y Tipos de Tormentas

- **Implementación del Algoritmo HCA en banda C:** implementar el algoritmo HCA en banda C. Referencia: sección 3.3.2.3.
- **Implementación de Algoritmos HID Semi-Supervised:** implementación de algoritmos de clasificación de hidrometeoros de tipo semi-supervised en banda C. Referencia: sección 3.3.2.3.
- **Comparación de Algoritmos HID:** realizar un estudio comparativo de los distintos algoritmos de identificación de hidrometeoros: CSU, HCA, Semi-Supervised, etc.
- **Barridos Híbridos Dinámicos:** desarrollar un método que permita construir dinámicamente los mapas de barrido híbrido en función de las condiciones de propagación atmosférica locales al momento de la ejecución. Las condiciones de propagación atmosféricas se pueden inferir de radiosondeos locales. Referencia: ver sección 3.3.2.4.
- **Identificación de Tipo de Tormenta:** implementar algoritmo de identificación de tipo de tormenta (ej.: convectiva, estratiforme, tropical, etc.). Evaluar rendimiento de estimadores sintéticos en la estimación cuantitativa de precipitación si el algoritmo desarrollado es utilizado para guiar la selección de estimadores simples con parámetros adaptados a los respectivos tipos de tormenta. Referencia: ver selección de estimadores simples de MRMS [J. Zhang, Howard y col., 2016] y estimadores sintéticos (sección 3.3.3.1.4).

Estimación Cuantitativa de Precipitación

- **Selección Adaptativa de Relaciones Z-R:** implementar algoritmo que permita realizar una selección adaptativa de la relación Z-R a emplear en el cálculo de QPE en función del tipo de tormentas y tipo de hidrometeoros identificados. Comparar con estimadores sintéticos polarimétricos.
- **Mapa de Cobertura QPE Nacional:** generar un mapa que permita visualizar la cobertura QPE de los radares meteorológicos disponibles en el país. Esto requiere determinar el radio de cobertura óptimo para cálculos de QPE y tener en cuenta las obstrucciones y topografía de cada región. Referencias Robert A Maddox y col., 2002.
- **Producto Mosaico QPE Nacional:** generar un producto mosaico de precipitaciones combinando las estimaciones de todos los radares meteorológicos de la red SiNaRaMe. El producto debe contemplar y comparar distintas estrategias de integración entre radares. Adicionalmente, debe contemplarse la mitigación de varios errores comunes como los efectos de desajuste en la calibración relativa entre radares, diferencias entre las ecuaciones Z-R utilizadas, diferentes parámetros de VPR, bloqueo parcial del haz, diferencias de atenuación, y alturas distintas de medición debido a su posiciones relativas o a propagaciones anómalas.
- **Métodos de Ajuste Radar-Pluviómetro:** implementar los métodos restantes de ajuste detallados en 3.3.4.1 y no implementados en 'HIDROMET'. Comparar los nuevos métodos con los anteriores utilizando el mismo conjunto de datos. Referencia: Goudenhoofdt y Delobbe, 2009.
- **Métodos de Ajuste Extras:** realizar análisis climatológico de largo plazo (1 o más años) de ajuste sobre el RMA1. Referencia: Goudenhoofdt y Delobbe, 2009.
- **Modos Extras de Vinculación Radar/Pluviómetro:** implementar los siguientes nuevos modos de vinculación:
 - Mejor correlación entre las celdas contiguas: se pueden utilizar 9 o 25 celdas contiguas.
 - Celda coincidente con dirección V_{rad} .
 - Interpolación: interpolación de celdas contiguas. Ej.: ver método detallado en Cifelli y col., 2011.
 - Preselección de la celda más correlacionada dentro de las 9 celdas contiguas más próximas y luego media de las 9 celdas alrededor de la mejor correlacionada.
 - Preselección de la celda coincidente con V_{rad} dentro de las 9 celdas contiguas más próximas y luego media de las 9 celdas alrededor de la seleccionada.

6.4 Futuros Avances Tecnológicos: oportunidades y desafíos

- **Sistema de Radar con Barrido Electrónico:** esta tecnología introducirá un salto de calidad en las mediciones atmosféricas utilizando radares meteorológicos. La eliminación de las limitaciones mecánicas de los radares actuales abrirá un amplio abanico de nuevas posibilidades, siendo en especial muy promisorio para el mejoramiento de la estimación cuantitativa de precipitación. A continuación se resume alguna de las características que tendrán estos futuros sistemas:
 - Reducción del ancho del haz a $0,5^\circ$ o menos.
 - Sensado de múltiples sectores volumétricos en paralelo. Se podrá reducir la duración de los VCP a 1 minuto o menos.
 - Barrido adaptado a terreno. Cada sector acimutal podría tener un estrategia de barrido diferenciada.
 - Densificación de pulsos y aumento de la tasa de muestreo solo en sectores con presencia de hidrometeoros.
 - Barridos PPI y RHI combinados en un mismo conjunto de datos.
- **Sistema de Radar Multiestático:** el conocimiento del campo de vientos 3D permitiría investigar posibles relaciones entre la variación de la precipitación estimada y los flujos ascendentes, descendentes y horizontales de las tormentas. Se podrían detectar, incluso, casos extremos de no precipitación producto de corrientes ascendentes contrapuestos a mediciones de valores de Z indicativos de nubes precipitantes.
- **Redes Urbanas de Alta Resolución Espacial:** son un innovador paradigma de sensado remoto implementado a través de una densa red de radares meteorológicos de bajo costo. El enfoque viene a resolver una de las principales limitaciones de los sistemas tradicionales de radar respecto a la resolución y limitaciones de cobertura. Los radares utilizados operan en banda X y tienen la ventaja de ser más chicos, más baratos, requieren menos energía para la misma sensibilidad y son más fácilmente transportables comparados con los radares de banda C y S. Estas características hacen de estos instrumentos una herramienta ideal para brindar estimación de precipitación de alta resolución en áreas limitadas como ciudades o cuencas de interés.



A. Especificaciones Técnicas RMA

Este apéndice resume las características más relevantes de los principales subsistemas del Radar Meteorológico Argentino (RMA).

Antena

Propiedad	Valor
Tipo de Reflector	Parabólico con Iluminador centrado.
Diámetro	4,5m
Precisión de Apuntamiento	$\pm 0,1^\circ$
Rango de Movimiento en Elevación	-1 a 90°
Rotación en Azimut Continua	360° hasta 6 RPM
Frecuencia de Trabajo	5,45GHz a 5,82GHz
Ganancia de Antena	min: 45dBi @5,635GHz
HPBW	máx: 1° @5,635GHz
Nivel de Lóbulos Laterales	min: 25dB @5,635GHz
Nivel de Lóbulos Traseros	min: 25dB @5,635GHz
Tipo de Polarización	Lineal Doble, Horizontal y Vertical
Polarización Cruzada	min: -25dB @5,635GHz @HPBW
Polarización Cruzada Promedio	min: -30dB @5,635GHz
Potencia de RF Pico	máx: 350 kW
ROE	máx: 1.4
Apareo de Haz H y V	máx: $0,1^\circ$ @HPBW

Tabla A.1: Especificaciones Técnicas de la Antena del RMA1, elemento desarrollado por la empresa INVAP S.E.. Datos extraídos de INVAP S.E., 2015.

Transmisor

Especificación	Descripción	Observaciones
Tipo de Modulador	Estado Sólido	Modulador de interruptor IGBT, controlado por corriente.
Frecuencia	Rango de Operación de 5600 a 5650MHz	Ajustable desde 5450 a 5820MHz
Potencia de Salida RF	100 a 350KW pico a pico	Ajustable con alimentador de haz en HVPS
Ciclo de Trabajo	0,001 (0,1 %)	Ciclo de trabajo de pulso RF
Ancho de Pulso de Entrada (PW)	0,2 a 4,0 μ s	Continuamente Variable
PRF	250 a 5000Hz	Dentro de los límites del ciclo de trabajo del magnetrón.
Tensión de Entrada	208 V_{CA} 30, 50Hz, ± 5 %	
Variación de Amplitud Pulso a Pulso	0,1 dB máximo	
Caída RF dentro del Pulso	0,5dB máximo en ancho máximo del pulso.	
Tiempo de Subida RF	100 ns (típico)	
Tiempo de Caída RF	125 ns (típico)	
Temperatura de Operación	-10 a +50°C (ambiente)	
Refrigeración	A aire	

Tabla A.2: Especificaciones Técnicas del Transmisor del RMA1. Datos extraídos de INVAP S.E., 2015.

Receptor Analógico

Especificación	Valores
Tipo	superheterodino de doble conversión
Sensibilidad (MDS)	-110 dBm @pulsos de 3 ms
Rango Dinámico	93 dB
Ancho de Banda	370 MHz (5450 MHz - 5820 MHz)
Ancho de Banda de FI	10MHz
Potencia Tolerable a la Entrada	34 dBm
Figura de Ruido	< 3.5 dB
Rechazo a la Frecuencia Imagen	80dB
Frecuencia Intermedia	70 MHz

Tabla A.3: Especificaciones Técnicas del Receptor Analógico del RMA1. Datos extraídos de INVAP S.E., 2015.

Especificaciones Técnicas Generales

Variable	Valores
Frecuencia de Operación	5450 a 5820 MHz
Ancho de Pulsos	0,4 a 3s
Resolución Máxima	60m @Pulsos de 0,4s
Frecuencia de Repetición de Pulsos	300 a 2000 Hz
Alcance Máximo No Ambiguo	480 km
Alcance Operacional Típico	240 km

Tabla A.4: Especificaciones Técnicas Generales del RMA1. Datos extraídos de INVAP S.E., 2015.



Referencias

- Alberoni, PP, T Andersson, P Mezzasalma, DB Michelson y S Nanni. «Use of the vertical reflectivity profile for identification of anomalous propagation». En: *Meteorological Applications* 8.3 (2001), págs. 257-266.
- Andrieu, H, JD Creutin, G Delrieu y D Faure. «Use of a weather radar for the hydrology of a mountainous area. Part I: Radar measurement interpretation». En: *Journal of Hydrology* 193.1-4 (1997), págs. 1-25.
- Andrieu, Hervé y Jean Dominique Creutin. «Identification of vertical profiles of radar reflectivity for hydrological applications using an inverse method. Part I: Formulation». En: *Journal of Applied Meteorology* 34.1 (1995), págs. 225-239.
- «Identification of vertical profiles of radar reflectivity for hydrological applications using an inverse method. Part II: Formulation». En: *Journal of Applied Meteorology* 34.1 (1995), págs. 240-259.
- Atlas, David. *Radar in Meteorology: Battan Memorial and 40th Anniversary Radar Meteorology Conference*. Springer, 2015.
- Austin, Pauline M. «Relation between measured radar reflectivity and surface rainfall». En: *Monthly Weather Review* 115.5 (1987), págs. 1053-1070.
- Austin, Pauline M y Alan C Bemis. «A quantitative study of the “bright band” in radar precipitation echoes». En: *Journal of Meteorology* 7.2 (1950), págs. 145-151.
- Balakrishnan, N y DS Zrníć. «Estimation of rain and hail rates in mixed-phase precipitation». En: *Journal of the Atmospheric Sciences* 47.5 (1990), págs. 565-583.
- Baldini, L, E Gorgucci y V Chandrasekar. «Hydrometeor classification methodology for C-band polarimetric radars». En: *Proceedings of ERAD*. Vol. 62. 66. 2004.
- Baldini, Luca, Eugenio Gorgucci, V Chandrasekar y W Peterson. «Implementations of CSU hydrometeor classification scheme for C-band polarimetric radars». En: *Preprints, 32nd Conf. on Radar Meteorology, Albuquerque, NM, Amer. Meteor. Soc., P11R*. Vol. 4. 2005.
- Bastin, Georges, B Lorent, Christian Duque y Michel Gevers. «Optimal estimation of the average areal rainfall and optimal selection of rain gauge locations». En: *Water Resources Research* 20.4 (1984), págs. 463-470.
- Battaglia, Alessandro, Elke Rustemeier, Ali Tokay, Ulrich Blahak y Clemens Simmer. «PARSIVEL snow observations: A critical assessment». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 27.2 (2010), págs. 333-344.

- Battan, Louis J. «Vertical air motions and the ZR relation». En: *Journal of Applied Meteorology* 15.10 (1976), págs. 1120-1121.
- Bech, J, B Codina, J Lorente y D Bebbington. «Monthly and daily variations of radar anomalous propagation conditions: How “normal” is normal propagation?» En: *Proceedings of ERAD*. Vol. 35. 39. Copernicus GmbH Delft, Netherlands. 2002.
- Bech, Joan, Servei de Meteorologia de Catalunya, Spain Bernat Codina, Jeroni Lorente y David Bebbington. «Anomalous Propagation Effects on Weather Radar Beam Blockage Corrections». En: *Conference on Radar Meteorology of the American Meteorological Society*. Vol. 30. American Meteorological Society. 2001, pág. 267.
- Bech, Joan, Adolfo Magaldi, Bernat Codina y Jeroni Lorente. «Effects of anomalous propagation conditions on weather radar observations». En: *Doppler Radar Observations-Weather Radar, Wind Profiler, Ionospheric Radar, and Other Advanced Applications*. InTech, 2012.
- Bechini, Renzo y V Chandrasekar. «A semisupervised robust hydrometeor classification method for dual-polarization radar applications». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 32.1 (2015), págs. 22-47.
- Bertoni, JC, G Caranti, C Catalini, M Cioccale, R Comes, C Furbatto, R Ingaramo, A Martina, S Menajovsky, D Poffo y col. «Puesta en marcha del primer Radar Meteorológico Argentino RMA1 en la Universidad Nacional de Córdoba». En: *XXV Congreso Nacional del Agua (CONAGUA) 2015*. 2015.
- Besic, Nikola, Jacopo Grazioli, Marco Gabella, Urs Germann, Alexis Berne y col. «Hydrometeor classification through statistical clustering of polarimetric radar measurements: a semi-supervised approach.» En: *Atmospheric Measurement Techniques* 9.9 (2016).
- Bolen, Steven M y V Chandrasekar. «Quantitative cross validation of space-based and ground-based radar observations». En: *Journal of Applied Meteorology* 39.12 (2000), págs. 2071-2079.
- Borga, Marco, Fabrizio Tonelli, Robert J Moore y Hervé Andrieu. «Long-term assessment of bias adjustment in radar rainfall estimation». En: *Water Resources Research* 38.11 (2002).
- Boudevillain, Brice y Hervé Andrieu. «Assessment of vertically integrated liquid (VIL) water content radar measurement». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 20.6 (2003), págs. 807-819.
- Branch, Warning Decision Training. «Dual-polarization radar principles and system operations». En: URL <http://www.wdwb.noaa.gov/courses/dualpol/documents/DualPolRadarPrinciples.pdf> (2011).
- Brandes, Edward A. «Optimizing rainfall estimates with the aid of radar». En: *Journal of Applied Meteorology* 14.7 (1975), págs. 1339-1345.
- Brimelow, Julian C, Gerhard W Reuter y Eugene R Poolman. «Modeling maximum hail size in Alberta thunderstorms». En: *Weather and Forecasting* 17.5 (2002), págs. 1048-1062.
- Bringi, Viswanathan N, TD Keenan y V Chandrasekar. «Correcting C-band radar reflectivity and differential reflectivity data for rain attenuation: A self-consistent method with constraints». En: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 39.9 (2001), págs. 1906-1915.
- Bringi, VN y V Chandrasekar. *Polarimetric Doppler Weather Radar: principles and applications*. Cambridge University Press, 2001.
- Bringi, VN, V Chandrasekar, Ni Balakrishnan y DS Zrnić. «An examination of propagation effects in rainfall on radar measurements at microwave frequencies». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 7.6 (1990), págs. 829-840.
- Brown, Rodger A, Vincent T Wood, Randy M Steadham, Robert R Lee, Bradley A Flickinger y Dale Sirmans. «New WSR-88D volume coverage pattern 12: Results of field tests». En: *Weather and forecasting* 20.3 (2005), págs. 385-393.
- Burrows, John P, Ulrich Platt y Peter Borrell. *Tropospheric Remote Sensing from Space*. Springer, 2011.

- Carey, Lawrence D, Steven A Rutledge, David A Ahijevych y Tom D Keenan. «Correcting propagation effects in C-band polarimetric radar observations of tropical convection using differential propagation phase». En: *Journal of Applied Meteorology* 39.9 (2000), págs. 1405-1433.
- Chang, Pao-Liang, Pin-Fang Lin, Ben Jong-Dao Jou y Jian Zhang. «An application of reflectivity climatology in constructing radar hybrid scans over complex terrain». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 26.7 (2009), págs. 1315-1327.
- Cheng, Chun-dan, Shin-jen Cheng, Jet-chau Wen y Ju-huang Lee. «Effects of raingauge distribution on estimation accuracy of areal rainfall». En: *Water resources management* 26.1 (2012), págs. 1-20.
- Chuan, Young Kin, LM Kwong, JSR Chen y FC Liheng. «Ducting Phenomena and their Impact on a Pulse Doppler Radar». En: *DSTA Horizons Journal* (2010), págs. 88-99.
- Ciach, Grzegorz J. «Local random errors in tipping-bucket rain gauge measurements». En: *Atmospheric and Oceanic Technology* 20.5 (2003), págs. 752-759.
- Cifelli, Robert, V Chandrasekar, S Lim, PC Kennedy, Y Wang y SA Rutledge. «A new dual-polarization radar rainfall algorithm: Application in Colorado precipitation events». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 28.3 (2011), págs. 352-364.
- Collier, CG. «Accuracy of rainfall estimates by radar, part II: comparison with raingauge network». En: *Journal of Hydrology* 83.3-4 (1986), págs. 225-235.
- CONAE. SAOCOM. 2018. URL: <http://www.conae.gov.ar/index.php/espanol/misiones-satelitales/saocom/objetivos>.
- Delrieu, Guy, Hervé Andrieu y Jean Dominique Creutin. «Quantification of path-integrated attenuation for X-and C-band weather radar systems operating in Mediterranean heavy rainfall». En: *Journal of Applied Meteorology* 39.6 (2000), págs. 840-850.
- Dotzek, N, JJ Gourley y T Fehr. «Vertical profiles of radar reflectivity and rain rate: observational and modeling results». En: *European Conf. Radar Met., Delft, Netherlands*. 2002.
- Dotzek, Nikolai y Klaus D Beheng. «The influence of deep convective motions on the variability of Z-R relations». En: *Atmospheric research* 59 (2001), págs. 15-39.
- Dotzek, Nikolai y Thorsten Fehr. «Relationship between precipitation rates at the ground and aloft—A modeling study». En: *Journal of Applied Meteorology* 42.9 (2003), págs. 1285-1301.
- Doviak, Richard J y Dusan S Zrníc. *Doppler Radar & Weather Observations*. Academic Press, 1993. — *Doppler Radar & Weather Observations Second Edition*. Dover Publications, 2006.
- Duthoit, Simon, Jorge L. Salazar, William Doyle, Antonio Segales, Brent Wolf, Caleb. Fulton y Phillip Chilson. «A New Approach for In-situ Antenna Characterization, Radome Inspection and Radar Calibration, Using an Unmanned Aircraft System (UAS)». En: ISBN: 978-1-4673-8823-8/17 (2017), págs. 669-674.
- ERAU. *Embry-Riddle Aeronautical University*. 2019. URL: <http://wx.db.erau.edu>.
- *Volume Coverage Pattern*. 2019. URL: http://wx.db.erau.edu/faculty/mullerb/Wx365/Volume_coverage_patterns/vcp.html.
- Fabry, Frédéric y Wanda Szyrmer. «Modeling of the melting layer. Part II: Electromagnetic». En: *Journal of the atmospheric sciences* 56.20 (1999), págs. 3593-3600.
- Fattorelli, S, D Da Ros, R Casale y M Borga. «Integración de Técnicas Radar y Sensores Remotos para la Estimación de Lluvias en Aplicaciones Hidrológicas y Mitigación de Riesgos de Inundación. La Contribución Europea: Perspectivas y Expectativas». En: (1999).
- Foote, Go B y PS Du Toit. «Terminal velocity of raindrops aloft». En: *Journal of Applied Meteorology* 8.2 (1969), págs. 249-253.
- Fornasiero, A, Joan Bech y PP Alberoni. «Enhanced radar precipitation estimates using a combined clutter and beam blockage correction technique». En: *Natural Hazards and Earth System Science* 6.5 (2006), págs. 697-710.

- Friedrich, Katja, Urs Germann, Jonathan J Gourley y Pierre Tabary. «Effects of radar beam shielding on rainfall estimation for the polarimetric C-band radar». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 24.11 (2007), págs. 1839-1859.
- Fukao, Shoichiro, Kyosuke Hamazu y Richard J Doviak. *Radar for meteorological and atmospheric observations*. Springer, 2014.
- Fulton, Richard A, Jay P Breidenbach, Dong-Jun Seo, Dennis A Miller y Timothy O'Bannon. «The WSR-88D rainfall algorithm». En: *Weather and Forecasting* 13.2 (1998), págs. 377-395.
- Germann, Urs, Marc Berenguer, Daniel Sempere-Torres y Massimiliano Zappa. «REAL—Ensemble radar precipitation estimation for hydrology in a mountainous region». En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 135.639 (2009), págs. 445-456.
- Germann, Urs, Gianmario Galli, Marco Boscacci y Martin Bolliger. «Radar precipitation measurement in a mountainous region». En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 132.618 (2006), págs. 1669-1692.
- Germann, Urs y Jürg Joss. «Mesobeta profiles to extrapolate radar precipitation measurements above the Alps to the ground level». En: *Journal of Applied Meteorology* 41.5 (2002), págs. 542-557.
- «Operational measurement of precipitation in mountainous terrain». En: *Weather Radar*. Springer, 2004, págs. 52-77.
- Giangrande, Scott E, Robert McGraw y Lei Lei. «An application of linear programming to polarimetric radar differential phase processing». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 30.8 (2013), págs. 1716-1729.
- Giangrande, Scott E y Alexander V Ryzhkov. «Calibration of dual-polarization radar in the presence of partial beam blockage». En: *Journal of atmospheric and oceanic technology* 22.8 (2005), págs. 1156-1166.
- Goovaerts, Pierre y col. *Geostatistics for natural resources evaluation*. Oxford University Press on Demand, 1997.
- Gorgucci, Eugenio, Gianfranco Scarchilli y V Chandrasekar. «Calibration of radars using polarimetric techniques». En: *IEEE transactions on geoscience and remote sensing* 30.5 (1992), págs. 853-858.
- «A procedure to calibrate multiparameter weather radar using properties of the rain medium». En: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 37.1 (1999), págs. 269-276.
- Gosset, Marielle. «Effect of nonuniform beam filling on the propagation of radar signals at X-band frequencies. Part II: Examination of differential phase shift». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 21.2 (2004), págs. 358-367.
- Goudenhoofdt, E y L Delobbe. «Evaluation of radar-gauge merging methods for quantitative precipitation estimates». En: *Hydrology and Earth System Sciences* 13.2 (2009), págs. 195-203.
- Gourley, JJ, B Kaney y RA Maddox. «Evaluating the calibrations of radars: A software approach». En: *31st Conference on Radar Meteorology*. 2003.
- Gourley, Jonathan J y Chris M Calvert. «Automated detection of the bright band using WSR-88D data». En: *Weather and Forecasting* 18.4 (2003), págs. 585-599.
- Gourley, Jonathan J y Yang Hong. *Radar hydrology: principles, models, and applications*. CRC Press, 2014.
- Gourley, Jonathan J, David P Jorgensen, Sergey Y Matrosov y Zachary L Flamig. «Evaluation of incremental improvements to quantitative precipitation estimates in complex terrain». En: *Journal of Hydrometeorology* 10.6 (2009), págs. 1507-1520.
- Gu, Ji-Young, A Ryzhkov, P Zhang, P Neille, M Knight, B Wolf y Dong-In Lee. «Polarimetric attenuation correction in heavy rain at C band». En: *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 50.1 (2011), págs. 39-58.
- Habib, Emad, Witold F Krajewski y Anton Kruger. «Sampling errors of tipping-bucket rain gauge measurements». En: *Journal of Hydrologic Engineering* 6.2 (2001), págs. 159-166.

- Hardaker, PJ, AR Holt y CG Collier. «A melting-layer model and its use in correcting for the bright band in single-polarization radar echoes». En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 121.523 (1995), págs. 495-525.
- Hasan, Mohammad Mahadi, Ashish Sharma, Gregoire Mariethoz, Fiona Johnson y Alan Seed. «Improving radar rainfall estimation by merging point rainfall measurements within a model combination framework». En: *Advances in Water Resources* 97 (2016), págs. 205-218.
- Heistermann, Maik, S Collis, MJ Dixon, S Giangrande, JJ Helmus, B Kelley, J Koistinen, DB Michelson, M Peura, T Pfaff y col. «The emergence of open-source software for the weather radar community». En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 96.1 (2015), págs. 117-128.
- Heistermann, Maik, S Jacobi y T Pfaff. «An open source library for processing weather radar data (wradlib)». En: *Hydrology and Earth System Sciences* 17.2 (2013), págs. 863-871.
- Helmus, Jonathan J y Scott M Collis. «The Python ARM Radar Toolkit (Py-ART), a library for working with weather radar data in the Python programming language». En: *Journal of Open Research Software* 4 (2016).
- Hildebrand, Peter H. «Iterative correction for attenuation of 5 cm radar in rain». En: *Journal of Applied Meteorology* 17.4 (1978), págs. 508-514.
- Hitschfeld, Walter y Jack Bordan. «Errors inherent in the radar measurement of rainfall at attenuating wavelengths». En: *Journal of Meteorology* 11.1 (1954), págs. 58-67.
- Hogan, Kathleen. «Reducing errors in rainfall estimates through rain gauge location». En: *Geographical Analysis* 22.1 (1990), págs. 33-49.
- Hubbert, JC, VN Bringi y D Brunkow. «Studies of the polarimetric covariance matrix. Part I: Calibration methodology». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 20.5 (2003), págs. 696-706.
- Illingworth, Anthony J y T Mark Blackman. «The need to represent raindrop size spectra as normalized gamma distributions for the interpretation of polarization radar observations». En: *Journal of Applied Meteorology* 41.3 (2002), págs. 286-297.
- INVAP S.E. *Manuales Técnicos y de Operación del Radar Meteorológico Argentino*. 1.^a ed. 2015.
- ITU. *Recommendation ITU-R P.453-11*. 2018. URL: Disponible%20en:%20https://www.itu.int/dms_pubrec/itu-r/rec/p/R-REC-P.453-11-201507-S!!PDF-E.pdf.
- Joss, Jürg y Robert Lee. «The application of radar-gauge comparisons to operational precipitation profile corrections». En: *Journal of Applied Meteorology* 34.12 (1995), págs. 2612-2630.
- Joss, Jürg, Albert Waldvogel y CG Collier. «Precipitation measurement and hydrology». En: *Radar in meteorology*. Springer, 1990, págs. 577-606.
- Kirstetter, Pierre-Emmanuel, Hervé Andrieu, Brice Boudevillain y Guy Delrieu. «A physically based identification of vertical profiles of reflectivity from volume scan radar data». En: *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 52.7 (2013), págs. 1645-1663.
- Kirstetter, Pierre-Emmanuel, Hervé Andrieu, Guy Delrieu y Brice Boudevillain. «Identification of vertical profiles of reflectivity for correction of volumetric radar data using rainfall classification». En: *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 49.10 (2010), págs. 2167-2180.
- Kirstetter, Pierre-Emmanuel, Guy Delrieu, Brice Boudevillain y Charles Obled. «Toward an error model for radar quantitative precipitation estimation in the Cévennes-Vivarais region, France». En: *Journal of Hydrology* 394.1-2 (2010), págs. 28-41.
- Krajewski, WF, A Kruger y V Nespor. «Experimental and numerical studies of small-scale rainfall measurements and variability». En: *Water science and technology* 37.11 (1998), págs. 131-138.
- Krajewski, Witold F y Bertrand Vignal. «Evaluation of anomalous propagation echo detection in WSR-88D data: A large sample case study». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 18.5 (2001), págs. 807-814.
- Kruger, Anton y Witold F Krajewski. «Two-dimensional video disdrometer: A description». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 19.5 (2002), págs. 602-617.

- Lang, Timothy J, Stephen W Nesbitt y Lawrence D Carey. «On the correction of partial beam blockage in polarimetric radar data». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 26.5 (2009), págs. 943-957.
- Lebel, Thierry, Georges Bastin, Charles Obled y JD Creutin. «On the accuracy of areal rainfall estimation: a case study». En: *Water Resources Research* 23.11 (1987), págs. 2123-2134.
- Lim, Sanghun y V Chandrasekar. «Hydrometeor classification system using dual-polarization radar measurements». En: *Advances in Techniques for Analysis of Remotely Sensed Data, 2003 IEEE Workshop on*. IEEE. 2003, págs. 227-236.
- Lim, Sanghun, Venkatachalam Chandrasekar y Viswanathan N Bringi. «Hydrometeor classification system using dual-polarization radar measurements: Model improvements and in situ verification». En: *IEEE transactions on geoscience and remote sensing* 43.4 (2005), págs. 792-801.
- Liu, Hongping y V Chandrasekar. «Classification of hydrometeors based on polarimetric radar measurements: Development of fuzzy logic and neuro-fuzzy systems, and in situ verification». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 17.2 (2000), págs. 140-164.
- Loney, Matthew L, Dušan S Zrnić, Jerry M Straka y Alexander V Ryzhkov. «Enhanced polarimetric radar signatures above the melting level in a supercell storm». En: *Journal of Applied Meteorology* 41.12 (2002), págs. 1179-1194.
- Ludlam, Frank Henry. *Clouds and storms: The behavior and effect of water in the atmosphere*. Pennsylvania State University Press, 1980.
- Maddox, Robert A, Jian Zhang, Jonathan J Gourley y Kenneth W Howard. «Weather radar coverage over the contiguous United States». En: *Weather and Forecasting* 17.4 (2002), págs. 927-934.
- Mallet, Cécile y Laurent Barthes. «Estimation of gamma raindrop size distribution parameters: Statistical fluctuations and estimation errors». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 26.8 (2009), págs. 1572-1584.
- Mandapaka, Pradeep V y Urs Germann. «Radar-rainfall error models and ensemble generators». En: *Rainfall: State of the Science, Geophys. Monogr* 191 (2010), págs. 247-264.
- Marshall, John S y W Mc K Palmer. «The distribution of raindrops with size». En: *Journal of meteorology* 5.4 (1948), págs. 165-166.
- Matrosov, Sergey Y, Robert Cifelli, Patrick C Kennedy, Steven W Nesbitt, Steven A Rutledge, VN Bringi y Brooks E Martner. «A comparative study of rainfall retrievals based on specific differential phase shifts at X-and S-band radar frequencies». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 23.7 (2006), págs. 952-963.
- Matrosov, Sergey Y, Kurt A Clark y David E Kingsmill. «A polarimetric radar approach to identify rain, melting-layer, and snow regions for applying corrections to vertical profiles of reflectivity». En: *Journal of applied meteorology and climatology* 46.2 (2007), págs. 154-166.
- Meischner, Peter. *Weather radar: principles and advanced applications*. Springer Science & Business Media, 2005.
- Michelson, DB y J Koistinen. «Gauge-radar network adjustment for the Baltic Sea Experiment». En: *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere* 25.10-12 (2000), págs. 915-920.
- Moore, RJ, BC May, DA Jones y KB Black. «Local calibration of weather radar over London». En: *UNIPUB, LANHAM, MD 20706(USA)*. (1994), págs. 186-195.
- National Weather Service. *Doppler Radar Tutorial*. 2019. URL: https://www.weather.gov/jetstream/doppler_intro.
- *Warning Decision Training Division: Radar and Applications Course*. 2019. URL: <https://training.weather.gov/wdtd/courses/rac/index.php>.
- Nesbitt, Stephen W, Paola Veronica Salio, Adam Varble, Robert Jeffrey Trapp, Rita R Roberts, Francina Dominguez, Luiz Machado y Celeste Saulo. «Improving high impact weather and

- climate prediction for societal resilience in Subtropical South America: Proyecto RELAMPAGO-CACTI». En: *AGU Fall Meeting Abstracts*. 2017.
- Nevspor, Vladislav y Boris Sevruk. «Estimation of wind-induced error of rainfall gauge measurements using a numerical simulation». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 16.4 (1999), págs. 450-464.
- NOAA. *New VCP paradigm: WSR-88D Volume Coverage Pattern (VCP) Improvement Initiatives*. 2015. URL: https://www.roc.noaa.gov/WSR88D/PublicDocs/NewTechnology/New_VCP_Paradigm_Public_Oct_2015.pdf.
- *GOES16*. 2018. URL: <https://www.nesdis.noaa.gov/GOES-R-Series-Satellites>.
- *Current VCP in use for each Site*. 2019. URL: <https://www.roc.noaa.gov/WSR88D/Operations/VCP.aspx>.
- NSSL. *WISH Team - The National Severe Storm Laboratory*. 2019. URL: <http://cimms.ou.edu/~langston/hybridscan/>.
- Nystuen, Jeffrey A, John R Proni, Peter G Black y John C Wilkerson. «A comparison of automatic rain gauges». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 13.1 (1996), págs. 62-73.
- Pamment, JA y BJ Conway. «Objective identification of echoes due to anomalous propagation in weather radar data». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 15.1 (1998), págs. 98-113.
- Papatsoris, AD y PA Watson. «Calculation of absorption and dispersion spectra of atmospheric gases: at millimetre-wavelengths». En: *Microwaves, Antennas and Propagation, IEE Proceedings H*. Vol. 140. 6. IET. 1993, págs. 461-468.
- Pardo-Igúzquiza, Eulogio. «Optimal selection of number and location of rainfall gauges for areal rainfall estimation using geostatistics and simulated annealing». En: *Journal of Hydrology* 210.1-4 (1998), págs. 206-220.
- Park, Hyang Suk, AV Ryzhkov, DS Zrnić y Kyung-Eak Kim. «The hydrometeor classification algorithm for the polarimetric WSR-88D: Description and application to an MCS». En: *Weather and Forecasting* 24.3 (2009), págs. 730-748.
- Petraca, Gabriel. «Estudio e implementación de métodos de eliminación de interferencias WLAN/R-LAN en radares meteorológicos.» Tesis de mtría. Facultad de Matemática, Astronomía y Física, 2017.
- Poffo, Denis, Jorge Saffe, Giorgio Mario Caranti, Raúl Alberto Comes y Andres Rodriguez. «Comparison Between Two Attenuation Models and Precipitation Evaluation With Ground Validation». En: *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* 10.2 (2017), págs. 417-427.
- Poffo, Denis A, Hernán M Beccacece, Giorgio M Caranti, Raúl A Comes, María E Drewniak, Agustín Martina, Adriana I Zapata, Andres Rodriguez y Jorge N Saffe. «Migration monitoring of *Ascia monuste* (Lepidoptera) and *Schistocerca cancellata* (Orthoptera) in Argentina using RMA1 weather radar». En: *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 145 (2018), págs. 340-348.
- Quevauviller, Philippe. *Hydrometeorological hazards: interfacing science and policy*. John Wiley & Sons, 2014.
- Rauber, Robert M. y Stephen W. Nesbitt. *Radar Meteorology: A First Course*. John Wiley & Sons Ltd, 2018.
- Rosenfeld, Daniel, Eyal Amitai y David B Wolff. «Classification of rain regimes by the three-dimensional properties of reflectivity fields». En: *Journal of Applied Meteorology* 34.1 (1995), págs. 198-211.
- Rosenfeld, Daniel y Yale Mintz. «Evaporation of rain falling from convective clouds as derived from radar measurements». En: *Journal of Applied Meteorology* 27.3 (1988), págs. 209-215.
- Rosenfeld, Daniel y Carlton W Ulbrich. «Cloud microphysical properties, processes, and rainfall estimation opportunities». En: *Radar and Atmospheric Science: A Collection of Essays in Honor of David Atlas*. Springer, 2003, págs. 237-258.

- Rosenfeld, Daniel, David B Wolff y David Atlas. «General probability-matched relations between radar reflectivity and rain rate». En: *Journal of applied meteorology* 32.1 (1993), págs. 50-72.
- Rossa, AM. «COST-717: Use of radar observations in hydrological and NWP models». En: *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere* 25.10-12 (2000), págs. 1221-1224.
- Rothman, LS, IE Gordon, Y Babikov, A Barbe, D Chris Benner, PF Bernath, M Birk, L Bizzocchi, V Boudon, LR Brown y col. «The HITRAN2012 molecular spectroscopic database». En: *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 130 (2013), págs. 4-50.
- Ryzhkov, A, D Hudak y J Scott. «A new polarimetric scheme for attenuation correction at C band». En: *Proc. Fourth European Conf. on Radar in Meteorology and Hydrology*. 2006, págs. 29-32.
- Ryzhkov, A, P Zhang, D Hudak, J Alford, M Knight y J Conway. «Validation of polarimetric methods for attenuation correction at C band». En: *Preprints, 33rd Conf. on Radar Meteorology, Cairns, Australia, Amer. Meteor. Soc., P11B*. Vol. 12. 2007.
- Ryzhkov, Alexander, Malte Diederich, Pengfei Zhang y Clemens Simmer. «Potential utilization of specific attenuation for rainfall estimation, mitigation of partial beam blockage, and radar networking». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 31.3 (2014), págs. 599-619.
- Ryzhkov, Alexander y Dusan Zrníc. «Beamwidth effects on the differential phase measurements of rain». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 15.3 (1998), págs. 624-634.
- Ryzhkov, Alexander V. «The effect of nonuniform beam filling on the quality of radar polarimetric data». En: 2006.
- «The impact of beam broadening on the quality of radar polarimetric data». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 24.5 (2007), págs. 729-744.
- Ryzhkov, Alexander V, Scott E Giangrande, Valery M Melnikov y Terry J Schuur. «Calibration issues of dual-polarization radar measurements». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 22.8 (2005), págs. 1138-1155.
- Ryzhkov, Alexander V, Scott E Giangrande y Terry J Schuur. «Rainfall estimation with a polarimetric prototype of WSR-88D». En: *Journal of Applied Meteorology* 44.4 (2005), págs. 502-515.
- Ryzhkov, Alexander V, Terry J Schuur, Donald W Burgess, Pamela L Heinselman, Scott E Giangrande y Dusan S Zrníc. «The Joint Polarization Experiment: Polarimetric rainfall measurements and hydrometeor classification». En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 86.6 (2005), págs. 809-824.
- Ryzhkov, Alexander V y Dusan S Zrníc. «Polarimetric rainfall estimation in the presence of anomalous propagation». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 15.6 (1998), págs. 1320-1330.
- Saffe, Jorge, M Fernanda García Ferreyra, Denis Poffo, Giorgio M Carantó, Raúl A Comes, Andrés Rodríguez, Agustín Martina y Ricardo Ingaramo. «Biomass fired ash plumes detection and monitoring using the Argentine Meteorological Radar (RMA)». En: *2018 IEEE Biennial Congress of Argentina (ARGENCON)*. IEEE. 2018, págs. 1-8.
- Scarchilli, G., E. Gorgucci, D. Giuli, L. Baldini, L. Facheris y E. Palmisano. «Weather Radar Calibration by Means of the Metallic Sphere and Multiparameter Radar Measurements». En: *Il Nuovo Cimento* 18.1 (1995), págs. 57-70.
- Scarchilli, Gianfranco, V Gorgucci, V Chandrasekar y A Dobaie. «Self-consistency of polarization diversity measurement of rainfall». En: *IEEE transactions on geoscience and remote sensing* 34.1 (1996), págs. 22-26.
- Schleiss, Marc. *Quantitative Precipitation Estimation - Block 2: Validation, adjustment and merging*. Disponible en: <https://www.erad2018.nl/short-courses/>. 2018.
- Seo, Dong-Jun, Jay Breidenbach, Richard Fulton, Dennis Miller y Timothy O'Bannon. «Real-time adjustment of range-dependent biases in WSR-88D rainfall estimates due to nonuniform vertical profile of reflectivity». En: *Journal of Hydrometeorology* 1.3 (2000), págs. 222-240.

- Sinclair, Scott y Geoff Pegram. «Combining radar and rain gauge rainfall estimates using conditional merging». En: *Atmospheric Science Letters* 6.1 (2005), págs. 19-22.
- Skolnik, Merrill I. *Introduction to Radar Systems Third Edition*. McGraw-Hill, 2001.
- Smyth, TJ y AJ Illingworth. «Radar estimates of rainfall rates at the ground in bright band and non-bright band events». En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 124.551 (1998), págs. 2417-2434.
- Straka, Jerry M, Dusan S Zrnić y Alexander V Ryzhkov. «Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data: Synthesis of relations». En: *Journal of Applied Meteorology* 39.8 (2000), págs. 1341-1372.
- Sutcliffe, JV. «The assessment of random errors in areal rainfall estimation». En: *Hydrological Sciences Journal* 11.3 (1966), págs. 35-42.
- Szyrmer, Wanda e Ishtar Zawadzki. «Modeling of the melting layer. Part I: Dynamics and microphysics». En: *Journal of the atmospheric sciences* 56.20 (1999), págs. 3573-3592.
- Tabary, P. «The new French operational radar rainfall product. Part I: Methodology». En: *Weather and forecasting* 22.3 (2007), págs. 393-408.
- Thurai, M, WA Petersen, A Tokay, C Schultz y P Gatlin. «Drop size distribution comparisons between Parsivel and 2-D video disdrometers». En: *Advances in Geosciences* 30 (2011), págs. 3-9.
- Tokay, Ali, Walter A Petersen, Patrick Gatlin y Matthew Wingo. «Comparison of raindrop size distribution measurements by collocated disdrometers». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 30.8 (2013), págs. 1672-1690.
- Ulbrich, Carlton W. «Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution». En: *Journal of climate and applied meteorology* 22.10 (1983), págs. 1764-1775.
- Union Europea. *EnhANCing emergencY management and response to extreme WeatHER and climate Events (ANYWHERE)*. 2018. URL: <http://anywhere-h2020.eu>.
- UNISDR, GAR. *Global Assessment Report on Disaster Risk Reduction, Making Development Sustainable: The Future of Disaster Risk Management*. 2015.
- Vignal, Bertrand, Hervé Andrieu y J Dominique Creutin. «Identification of vertical profiles of reflectivity from volume scan radar data». En: *Journal of Applied Meteorology* 38.8 (1999), págs. 1214-1228.
- Vignal, Bertrand, Gianmario Galli, Jürg Joss y Urs Germann. «Three methods to determine profiles of reflectivity from volumetric radar data to correct precipitation estimates». En: *Journal of Applied Meteorology* 39.10 (2000), págs. 1715-1726.
- Vignal, Bertrand y Witold F Krajewski. «Large-sample evaluation of two methods to correct range-dependent error for WSR-88D rainfall estimates». En: *Journal of Hydrometeorology* 2.5 (2001), págs. 490-504.
- Vivekanandan, J, David N Yates y Edward A Brandes. «The influence of terrain on rainfall estimates from radar reflectivity and specific propagation phase observations». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 16.7 (1999), págs. 837-845.
- Vivekanandan, Jothiram, Guifu Zhang, Scott M Ellis, D Rajopadhyaya y Susan K Avery. «Radar reflectivity calibration using differential propagation phase measurement». En: *Radio Science* 38.3 (2003).
- Vulpiani, Gianfranco, Mario Montopoli, Luca Delli Passeri, Antonio G Gioia, Pietro Giordano y Frank S Marzano. «On the use of dual-polarized C-band radar for operational rainfall retrieval in mountainous areas». En: *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 51.2 (2012), págs. 405-425.
- Vulpiani, Gianfranco, Pierre Tabary, Jacques Parent du Chatelet y Frank S Marzano. «Comparison of advanced radar polarimetric techniques for operational attenuation correction at C band». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 25.7 (2008), págs. 1118-1135.
- Wackernagel, Hans. *Multivariate geostatistics: an introduction with applications*. Springer Science & Business Media, 2013.

- Wang, Yanting y V Chandrasekar. «Algorithm for estimation of the specific differential phase». En: *Journal of atmospheric and oceanic technology* 26.12 (2009), págs. 2565-2578.
- Willis, Paul T y Andrew J Heymsfield. «Structure of the melting layer in mesoscale convective system stratiform precipitation». En: *Journal of the Atmospheric Sciences* 46.13 (1989), págs. 2008-2025.
- Wilson, James W y Edward A Brandes. «Radar measurement of rainfall—A summary». En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 60.9 (1979), págs. 1048-1060.
- Witt, Arthur, Michael D Eilts, Gregory J Stumpf, JT Johnson, E De Wayne Mitchell y Kevin W Thomas. «An enhanced hail detection algorithm for the WSR-88D». En: *Weather and Forecasting* 13.2 (1998), págs. 286-303.
- Wolff, Christian. *Radar Tutorial*. 2018. URL: <https://www.radartutorial.eu/>.
- Zawadzki, I. «The quantitative interpretation of weather radar measurements». En: *Atmosphere-Ocean* 20.2 (1982), págs. 158-180.
- Zawadzki, I, W Szyrmer, C Bell y F Fabry. «Modeling of the melting layer. Part III: The density effect». En: *Journal of the atmospheric sciences* 62.10 (2005), págs. 3705-3723.
- Zawadzki, II. «Errors and fluctuations of raingauge estimates of areal rainfall». En: *Journal of hydrology* 18.3-4 (1973), págs. 243-255.
- Zhang, Guifu, Jothiram Vivekanandan y Edward Brandes. «A method for estimating rain rate and drop size distribution from polarimetric radar measurements». En: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 39.4 (2001), págs. 830-841.
- Zhang, Jian, Kenneth Howard, Carrie Langston, Brian Kaney, Youcun Qi, Lin Tang, Heather Grams, Yadong Wang, Stephen Cocks, Steven Martinaitis y col. «Multi-Radar Multi-Sensor (MRMS) quantitative precipitation estimation: Initial operating capabilities». En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 97.4 (2016), págs. 621-638.
- Zhang, Jian y Youcun Qi. «A real-time algorithm for the correction of brightband effects in radar-derived QPE». En: *Journal of Hydrometeorology* 11.5 (2010), págs. 1157-1171.
- Zhang, P, D Zrnić y A Ryzhkov. «Partial beam blockage correction using polarimetric radar measurements». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 30.5 (2013), págs. 861-872.
- Zrnic, Dusan S, Valery M Melnikov y John K Carter. «Calibrating differential reflectivity on the WSR-88D». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 23.7 (2006), págs. 944-951.
- Zrnić, DS y A Ryzhkov. «Advantages of rain measurements using specific differential phase». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 13.2 (1996), págs. 454-464.



Símbolos y Acrónimos

- K_{dp} Diferencial de Fase Específica. 32, 33, 50, 56, 61, 62, 67, 68, 74, 82–86, 91–93, 96, 98–100, 127, 132, 136, 138, 140, 141, 160, 164, 167, 170, 178
- V_{rad} Velocidad Doppler. 34–36, 179
- W_{rad} Ancho Espectral. 164, 167, 170
- Z Factor de Reflectividad Equivalente. 50–53, 55–58, 61, 62, 69, 74–79, 81, 84–88, 90–94, 100, 102, 142, 147, 172, 178, 180
- Z_h Factor de Reflectividad Equivalente Horizontal. 21, 27, 28, 50, 54, 67, 68, 82, 83, 86, 87, 90–95, 97–99, 127, 129–132, 138, 139, 148–151, 160, 164–169, 171
- Z_v Factor de Reflectividad Equivalente Vertical. 27, 98, 127, 164, 167, 169
- Z_{dr} Factor de Reflectividad Diferencial. 27, 28, 50, 54–56, 61–63, 66–68, 82–87, 90–93, 95–99, 127, 148–151, 164, 169
- Φ_{dp} Diferencial de Fase Total. 31, 136
- δ Diferencial de Fase de Retrodispersión. 31, 32, 136
- ϕ_{dp} Diferencial de Fase de Propagación. 31–33, 50, 61, 62, 73, 74, 84, 85, 90, 92, 93, 127, 136, 138–141, 164, 170
- ρ_{hv} Coeficiente de Correlación Co-Polar. 28, 34, 67, 74, 75, 83–87, 99, 127, 132, 138, 139, 142, 164, 167, 169
- 2DVD** Two-Dimensional Video Disdrometer (Video Disdrómetro de 2 Dimensiones). 46–48
- ACAR** Attenuation Correction Algorithm for Rain (Algoritmo de Corrección de Atenuación para Lluvia). 62, 63, 148
- ADC** Analog Digital Converters (Conversores Analógicos-Digitales). 17
- ANYWHERE** EnhANCing emergencY management and response to extreme WeatHER and climate Events. 11
- APIs** Application Programming Interfaces (Interfaces de Programación de Aplicaciones). 118
- AR-7** Radar Meteorológico AR-7. 148
- AWS** Automatic Weather Station. 116
- BBF** Beam Blockage Fraction (Fracción de Bloqueo Parcial). 68
- BRA** Brandes Spatial Adjustment (Ajuste Espacial de Brandes). 104, 112
- BUFR** Binary Universal Form for the Representation of Meteorological Data (Formato Binario Universal para la Representación de Información Meteorológica). 18, 128, 129, 131–133, 175

- C++** Lenguaje de Programación C++. 116, 128
- ColMax** Máximo Z de la Columna. 129
- CONAE** Comisión Nacional de Actividades Espaciales. 9
- CSU** Colorado State University [EE.UU.]. 84
- DDC** Digital Down Conversion. 17
- DEM** Digital Elevation Model (Modelo Digital de Elevación de Terreno). 64–66, 125, 126, 146, 147
- DSD** Drop Size Distribution (Distribución de Tamaño de Gotas). 27, 28, 40, 42, 46, 48–51, 61, 90–92, 94, 95, 101, 102, 109
- EMA** Estación Meteorológica Automática. 45, 116–123, 125, 130, 132, 133, 135, 136, 161, 162, 167, 169, 171–173, 177
- ESD** Equivalent Spherical Diameter (Diámetro Esférico Equivalente). 46
- FAMAF** Facultad de Matemática Astronomía y Física. 47, 52
- FAR** Fase Alarm Rate (Tasa de Falsa Alarma). 107
- FI** Frecuencia Intermedia. 16, 17
- FPGA** Field-programmable Gate Array (Matriz Programable de Puertas Lógicas sobre el Terreno). 17
- FTP** File Transfer Protocol (Protocolo de Transferencia de Archivos). 128, 133
- GIS** Geographic Information System (Sistema de Información Geográfica). 125
- GOES** Geostationary Operational Environmental Satellite (Satélite Geoestacionario Operacional Ambiental). 10, 178
- GPGPU** General Processing Graphic Processor Unit (Unidad de Procesamiento Gráfico de Propósito General). 18
- GUI** Graphic User Interface (Interfaz Gráfica de Usuario). 128
- HCA** Hydrometeor Classification Algorithm (Algoritmo de Clasificación de Hidrometeoros). 84, 86, 179
- HCS** Hydrometeor Classification System (Sistema de Clasificación de Hidrometeoros). 84, 85, 99, 149, 150
- HID** Hydrometeor Identification (Identificación de Hidrometeoros). 82, 99, 150, 151, 179
- IDW** Inverse Distance Weighting (Ponderación Inversa por Distancia). 104
- INA** Instituto Nacional del Agua. 10
- INTA** Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. 10, 62
- INVAP** Investigaciones Aplicadas S.E.. 9
- IQ** Señales en Fase y Cuadratura. 17
- IUA** Instituto Universitario Aeronáutico. 52
- JWD** Joss–Waldvogel Disdrometer (Disdrómetro Joss–Waldvogel). 46–48
- KED** Kriging with External Drift (Kriging con Desvío Externo). 105, 112, 113
- KRE** Kriging con Corrección de Error basada en Radar. 105, 112
- KRI** Kriging Ordinario. 105, 113
- LBB** Bloqueo Local de Haz. 146, 147, 154
- MAE** Mean Absolut Error (Error Absoluto Medio). 108, 112, 113
- MBE** Mean Bias Error (Error de Sesgo Medio). 108
- MFB** Mean Field Bias (Sesgo Medio del Campo). 103, 104, 112, 172

- MRMS** Multi-Radar Multi-Sensor System. 11, 91, 179
- N1** Datos o productos de Radar de Nivel 1. 17
- NASA** National Aeronautics and Space Administration (Administración Nacional de la Aeronáutica y del Espacio de EE.UU.). 146
- NBF** Non-Uniform Beam Filling (Llenado No Uniforme del Haz). 73, 74
- NCAR** National Center for Atmospheric Research (Centro Nacional de Investigación Atmosférica de EE.UU.). 16
- NetCDF** Network Common Data Form (Formato de Datos Comunes de Red). 18, 128, 131, 134, 135
- NEXRAD** Next Generation Radar Network (Red operativa de radares meteorológicos de EE.UU.). 19, 53, 56, 57, 63, 66, 85, 87–89, 91, 100, 101
- NOAA** National Oceanic and Atmospheric Administration (Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de EE.UU.). 10, 86
- NSF** National Science Foundation (Fundación Nacional para la Ciencia de EE.UU.). 16
- NSSL** National Severe Storm Laboratory (Laboratorio Nacional de Eventos Severos de EE.UU.). 84, 86, 88
- NWP** Numeric Weather Prediction. (Predicción Numérica del Tiempo). 9
- NWS** National Weather Service (Servicio Meteorológico Nacional de EE.UU.). 10, 91
- OHMC** Observatorio Hidrometeorológico de la Provincia de Córdoba. 11, 122, 123, 132
- OMM** Organización Mundial de Meteorología. 12, 44
- OPERA** Operational Programme for the Exchange of Weather Radar Information (Red Operativa de Radares Meteorológicos de la Unión Europea). 53, 56
- OTT** Disdrómetro Óptico OTT *Parsivel*². 47, 48
- PBB** Partial Beam Blockage (Bloqueo Parcial del Haz). 65, 67, 146, 147, 154, 165, 166, 171
- PIA** Path Integrated Attenuation (Atenuación Integrada del Haz). 148–151
- PIDA** Path Integrated Differential Attenuation (Atenuación Diferencial Integrada del Haz). 148–151
- POD** Probability of Detection (Probabilidad de Detección). 107
- PPI** Plan Position Indicator (Indicador de Posición Plano). 19–22, 28–32, 34, 35, 38, 74, 75, 86, 123, 127, 129, 131, 138, 140, 147, 148, 150, 155, 165, 166, 168–170, 172, 173
- PRF** Pulse Repetition Frequency (Frecuencia de Repetición de Pulsos). 22, 56, 58, 131
- PRP** Pulse Repetition Period (Período de Repetición entre Pulsos). 22, 23
- PW** Pulse Width (Ancho del Pulso). 23, 56, 131
- PyART** Python ARM Radar Toolkit. 123, 124, 126, 128, 132, 146, 147, 150, 160
- Python** Lenguaje de Programación Python. 116, 118, 128, 163, 164
- QPE** Quantitative Precipitation Estimation (Estimación Cuantitativa de Precipitación). 51, 54, 61, 76–78, 81, 87, 89, 91, 97, 100–104, 110, 112, 115, 169, 171–173
- RAID** Redundant Array of Independent Disks (Matriz Redundante de Discos Independientes). 18
- RCS** Radar Cross-section (Sección Transversal de Radar). 24, 31, 52
- RDA** Range-Dependent Adjustment (Ajuste Dependiente del Rango). 104, 112
- RF** Radio Frecuencia. 16, 17
- RHI** Range Height Indicator (Indicador de Altura y Rango). 19, 21, 22, 131
- RMA** Radar Meteorológico Argentino. 15, 19, 124, 128–132, 147, 175
- RMA-1** Radar Meteorológico Argentino 1. 18, 27, 52, 64, 119–121, 123, 125–127, 129, 132, 138–155, 162
- RMA-11** Radar Meteorológico Argentino 11. 147
- RMA-3** Radar Meteorológico Argentino 3. 130
- RMA-4** Radar Meteorológico Argentino 4. 130

- RMA-6** Radar Meteorológico Argentino 6. 60
- RMSE** Root Mean Square Error (Error Cuadrático Medio). 108
- S-Pol** Polarimetric S Band Radar (Radar Polarimétrico Banda S). 16
- SALT** Altitud de Superficie. 146, 147, 154, 165, 167, 168, 170
- SAOCOM** Satélite Argentino de Observación Con Microondas. 9, 178
- SATN** Specific Attenuation (Atenuación Específica). 148–151
- SDATN** Specific Differential Attenuation (Atenuación Diferencial Específica). 148–151
- SiNaRaMe** Sistema Nacional de Radares Meteorológicos. 9, 11, 53, 56, 62, 128, 130, 131, 133, 147, 148, 177–179
- SIyPH** Secretaría de Infraestructura y Políticas Hídricas, Ministerio del Interior, Obras Públicas y Vivienda del Gobierno Nacional Argentino. 10
- SMN** Servicio Meteorológico Nacional. 10, 11, 122, 123, 125, 178
- SNR** Signal to Noise Ratio (Relación Señal a Ruido). 23, 67, 138
- SRD** Static Local Bias Correction and Range Dependent Adjustment (Corrección Estática del Sesgo Local y Ajuste Dependiente del Rango). 104, 112
- SRTM** Shuttle Radar Topography Mission (Misión Topográfica Shuttle Radar). 146
- SSH** Secure Shell (Protocolo de Acceso Seguro). 133
- TDWR** Terminal Doppler Weather Radar. 15, 73
- UNC** Universidad Nacional de Córdoba. 11, 47, 52
- UNDEF** Universidad de la Defensa Nacional. 52
- UP** Unidad de Procesamiento. 130
- UPS** Uninterruptible Power Supply (Sistema de Alimentación Ininterrumpible). 16
- USGS** United States Geological Survey (Servicio Geológico de los Estados Unidos). 146
- UTC** Tiempo Universal Coordinado. 117, 129, 132, 143
- VCP** Volume Coverage Pattern (Patrón de Cobertura Volumétrico). 56–58, 64, 66, 81, 87–89, 125, 126, 129–131, 135, 147, 155, 180
- VPN** Virtual Private Network (Red Privada Virtual). 16
- VPR** Vertical Profile Reflectivity (Perfil Vertical de Reflectividad). 73, 76–79, 101, 104, 178, 179
- VRG** Vertical Refractivity Gradient (Gradiente Vertical de Refractividad). 65, 71
- VVC** Vinculación Vertical de Celdas. 129, 155
- WSR-88D** Weather Surveillance Radar-1988 Doppler (Radar Meteorológico de Vigilancia-88D). 15, 19