



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

TESIS DE MAGISTER EN CIENCIAS AGRARIAS

ESTIMACION DE PRECIPITACION A PARTIR DE RADAR METEOROLOGICO:
EVALUACION Y DESARROLLO DE PRODUCTOS PARA LA TOMA DE
DECISIONES EN PLANIFICACION AGROPECUARIA

MARIA LAURA BELMONTE

BAHIA BLANCA

ARGENTINA

2014

PREFACIO

Esta Tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Magíster en Ciencias Agrarias, de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otra. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en el ámbito del Departamento de Agronomía durante el período comprendido entre el 9 de agosto de 2011 y el 17 de noviembre de 2014, bajo la dirección de los doctores Carlos Marcelo Di Bella (INTA) y Juan Carlos Lobartini (UNS).

Ing. Agr. Maria Laura Belmonte



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR
Secretaría General de Posgrado y Educación Continua

La presente tesis ha sido aprobada el 16/11/2015, mereciendo la calificación de 10 (sobresaliente)

Agradecimientos

En primer lugar agradezco a mis dos directores Carlos y Carlos, quienes me guiaron en este proceso compartiendo conmigo sus conocimientos y experiencias, y fundamentalmente lo agradable que ha sido trabajar con ellos.

A mi familia por darme los recursos y apoyo para mi formación y estudios. A Mauro por incentivar me y ayudarme en todo momento a iniciar, avanzar y terminar este posgrado.

A Guille Casagrande por compartir sus conocimientos de agrometeorología.

A mis compañeros de EEA, Mariela, Yanina, Juan y Hector. Muy especialmente a Zinda Roberto por brindarme su tiempo, conocimientos y capacitarme en el uso de herramientas para este trabajo.

A Maria Deanna por acompañarme en las recorridas por las estaciones pluviométricas de la provincia.

A mi amiga Maria José por brindarme siempre su casa y su acompañamiento en varios de los viajes que me tocó realizar.

A la gente del Instituto de Clima y Agua de INTA Castelar por recibirme siempre con amabilidad. A Tomás Hartmann y Romina Mezher y en especial a Santiago Bancharo y Patricio Oricchio por su tiempo y disposición para enviarme archivos de trabajo.

Al INTA por permitirme realizar este posgrado.

RESUMEN

El conocimiento de la distribución espacial y temporal de las precipitaciones es una herramienta de decisión en procesos de planificación de actividades agropecuarias. Los registros de precipitación mediante datos puntuales de pluviómetros, en redes de escasa densidad e irregular distribución, no reflejan adecuadamente la variabilidad espacial característica de la lluvia. Los radares meteorológicos ofrecen la capacidad de aportar información espacial detallada con la posibilidad de integrarla temporalmente. El objetivo de este trabajo de tesis fue evaluar el desempeño del radar meteorológico ubicado en la Estación Experimental de INTA Anguil, provincia de La Pampa, como estimador de la precipitación, y partir de la integración de sus medidas e información complementaria, desarrollar productos que resulten de utilidad en procesos de planificación de actividades agropecuarias en la región para poner a disposición al público en general. Se generó el producto de precipitación acumulada por radar en imágenes con resolución espacial de 1 km², utilizando una sola relación entre reflectividad y tasa de precipitación. Los compuestos integrados diario, decádico y mensual se compararon con datos provenientes de una red pluviométrica de superficie existente en la región durante tres periodos: diciembre de 2011 a mayo de 2012, agosto a octubre de 2012, y enero a marzo de 2013. Se aplicó una corrección meteorológica a las estimaciones de radar y a partir de ésta junto con información complementaria se desarrolló una serie de productos como cartografía de base con indicadores a escala regional. Como resultado se halló una correlación moderada a alta entre las estimaciones de radar y los registros de referencia. El ajuste lineal entre ambos conjuntos de datos fue significativo para los tres periodos (0,74; 0,59 y 0,89 $p < 0,05$) y se verificó una tendencia a la sobreestimación de la cantidad de lluvia de manera sistemática. La precisión de las estimaciones desmejoró con el incremento de la distancia al radar, haciéndose muy evidente a partir de los 90-100 km (RMSE 15,6 mm) en coincidencia con una amplia referencia bibliográfica. A distancias superiores a 50 km la pérdida de precisión se relacionó con lluvias más cuantiosas. Los eventos de precipitación de mayor intensidad fueron estimados con más dispersión y magnitud del error respecto de lluvias menos intensas. Las

estimaciones de otoño y primavera presentaron menor error relativo (1,3 a 2,3%) respecto de los meses de verano (3,6 a 7,6%). Se concluyó que las estimaciones de radar logran caracterizar la distribución espacial de las precipitaciones con un error aceptable y poco variable en el tiempo, asimismo los procedimientos de ajuste implementados resultaron eficaces al mejorar la exactitud de las estimaciones. Se desarrollaron once productos mediante distintas integraciones temporales de imágenes y en resolución espacial de 1 km². La estimación de las reservas de agua en el suelo en lotes productivos se validó con medidas tomadas directamente a campo y las correlaciones resultaron positivas y significativas. Finalmente se expone una metodología que constituye una herramienta operativa, de utilidad para el proceso de toma de decisiones en planificación de actividades agropecuarias en la región.

ABSTRACT

The knowledge of the spatial and temporal distribution of rainfall is a decision tool in planning processes farming. Precipitation records by point gauge data in sparse networks and uneven distribution does not adequately reflect the characteristic of rainfall spatial variability. Weather radars provide the ability to provide detailed spatial information and the possibility of temporarily integrating. The aim of this thesis was to assess the performance of weather radar located in Anguil INTA experimental station in the province of La Pampa, as an estimator of precipitation, and through integration of its measures and supplementary information, to develop products that are useful in planning of agricultural activities processes along the region in order to make them available to the general public. The product of accumulated rainfall was generated by radar images with spatial resolution of 1 km² using a single relationship between reflectivity and precipitation rate. The daily and monthly integrated decadic compounds were compared with data from an existing ground rainfall network placed in the region during three periods: December 2011 to May and August to October 2012, and January to March 2013. A meteorological correction was applied to radar estimation and upon this, along with complementary information, several products were developed as a base mapping with indicators at regional level. As a result a moderate to high

correlation between radar estimates and reference records were found. The linear fit between the two data sets was significant for all three periods (0,74; 0,59 y 0,89 $p < 0,05$) and a trend was observed to overestimate the amount of rain in a systematic way. The accuracy estimates decreases while increasing distance from the radar, becoming very evident from 90-100 km (RMSE 15,6 mm) in conjunction with wide references. At distances greater than 50 km the loss of precision was associated with more heavy rains. Precipitation events of greater intensity were estimated with more dispersion and magnitude of the error with regard to lighter rains. Estimates of fall and spring seasons showed lower relative error (1,3 a 2,3%) of the summer months (3,6 a 7,6%). It was concluded that radar estimations achieve a characterization of the spatial distribution of rainfall with an acceptable and relatively constant error in time also implemented adjustment procedures were effective to improve the accuracy of estimates. Eleven products by different temporal integration imaging and spatial resolution of 1 km² were developed. The estimation of water reserves in the soil productive batch was validated with measurements taken directly in the field and the correlations were positive and significant. Finally, a methodology that is an operational tool, useful for the process of decision making in planning agricultural activities in the region is exposed.

Certifico que fueron incluidos los cambios y correcciones sugeridas por los jurados.

Dr. Carlos Marcelo Di Bella
Director

Dr. Juan Carlos Lobartini
Director

INDICE GENERAL

Contenido

Índice de figuras

Índice de tablas

Lista de abreviaturas

Contenido

I. INTRODUCCION GENERAL	15
I.1 Área de estudio	20
I.1.1. Caracterización pluviométrica de la región	22
II. EVALUACION DE PRODUCTOS DE PRECIPITACION DE RADAR	24
II.1 MARCO TEORICO Y REFERENCIAL	25
II.1.1 Estimación de precipitación con RM	25
II.1.2 Factores de error	28
II.1.3 Validación de precipitación estimada con RM	31
II.1.4 Ajuste meteorológico de precipitación estimada con RM	34
II.2 OBJETIVOS	35
II.3 MATERIALES Y METODOS	36
II.3.1 Materiales	36
II.3.1.1 Datos de radar meteorológico	36
II.3.1.2 Datos de estaciones pluviométricas	38
II.3.2 Metodología	40
II.4 RESULTADOS Y DISCUSION	50
II.4.1 Relación entre estimaciones de radar y datos de referencia	50
II.4.2 Distancia al radar	54
II.4.3 Intensidad de la precipitación	58
II.4.4 Estación del año	60
II.4.5 Integración temporal del dato	61
II.4.6 Corrección meteorológica a los valores estimados por radar	63
II.5 CONCLUSIONES	66

III. DESARROLLO DE PRODUCTOS -----	69
III.1 INTRODUCCION-----	70
III.2 OBJETIVO-----	70
III.3 MATERIALES-----	71
III.3.1 Información de radar-----	71
III.3.2 Información complementaria-----	72
III.4 METODOS-----	72
III.4.1 Primera serie de productos-----	73
III.4.2 Segunda serie de productos-----	74
III.5 RESULTADOS-----	83
Precipitación decádica-----	83
Precipitación mensual-----	85
Precipitación estacional-----	86
Precipitación anual-----	87
Anomalías mensuales de precipitación-----	87
Precipitación acumulada a la siembra de trigo-----	88
Precipitación acumulada a la siembra de girasol-----	89
Precipitación acumulada a la siembra de maíz-----	90
Precipitación acumulada durante el ciclo de cultivos de invierno y ciclo de cultivos estivales en la región-----	93
Índice de estrés hídrico durante periodos críticos de cultivos de invierno y estivales-----	94
Estimación de reservas de agua del suelo durante el ciclo productivo de cultivos-----	95
III.6 CONCLUSIONES-----	99
IV. CONSIDERACIONES FINALES -----	101
V. BIBLIOGRAFIA -----	103

Índice de figuras

Figura 1.1. Ubicación del radar y su área de cobertura -----	21
Figura 1.2. Distribución media mensual de las precipitaciones (PP) en la localidad de Anguil (1973-2011). Fuente: elaboración propia con datos de la estación meteorológica de la EEA Anguil	23
Figura 2.1. Esquematización de distintas fuentes de error que afectan la estimación de lluvia mediante RM. Clasificación propuesta por Wilson y Brandes (1979). -----	29
Figura 2.2. Esquema de obtención de datos pluviométricos de radar -----	38
Figura 2.3. Localización geográfica del radar y de las estaciones pluviométricas-----	39
Figura 2.4. Esquema de obtención de datos de estaciones pluviométricas-----	40
Figura 2.5. Esquema de generación de compuestos radar de precipitación acumulada -----	41
Figura 2.6. Esquema de diferenciación de grupos de datos pluviométricos de radar según distancia -----	42
Figura 2.7. Esquema de diferenciación de grupos de datos pluviométricos de radar según intensidad de precipitación -----	43
Figura 2.8. Esquema de materiales y métodos utilizados en la evaluación de compuestos de precipitación derivada de RM en tres periodos. -----	44
Figura 2.9. Esquema de materiales y métodos utilizados en la evaluación de compuestos de precipitación derivada de RM a diferentes distancias-----	45
Figura 2.10. Esquema de materiales y métodos utilizados en la evaluación de compuestos de precipitación derivada de RM para diferentes intensidades -----	45
Figura 2.11. Esquema de materiales y métodos utilizados en la evaluación de compuestos de precipitación derivada de RM en diferentes meses -----	46
Figura 2.12. Esquema de materiales y métodos utilizados en la evaluación de compuestos de precipitación derivada de RM en distinta integración temporal -----	46
Figura 2.13. Gráficos de dispersión y ajuste lineal (línea llena) entre la precipitación diaria estimada por radar y la observada en pluviómetros de referencia. Periodo 1 (Izq. Arr.), periodo 2 (Der. Arr.) y periodo 3 (Abajo). La línea punteada representa la relación 1:1 -----	52
Figura 2.14. Gráficos de dispersión entre la precipitación diaria estimada por radar y la observada en pluviómetros de referencia, durante el periodo 1, en 3 distancias al radar. La línea representa la relación 1:1 -----	55
Figura 2.15. Representación de los RMSE calculados para las estaciones de la muestra en función de la distancia al radar, con datos del periodo 1. La línea representa tendencia -----	56

Figura 2.16. Grafico de dispersión y ajuste lineal entre el compuesto mensual de precipitación estimado por radar (R) y la precipitación observada en pluviómetros de referencia (P). La línea cortada representa la relación 1:1 -----	63
Figura 2.17. Gráficos de dispersión y ajuste lineal (línea partida) entre la precipitación diaria estimada por radar y la observada en pluviómetros de referencia para el periodo 1. Datos radar sin ajustar (arr). Datos radar aplicando la corrección I (abajo izq.), datos radar aplicando la corrección II (abajo der.) La línea llena representa la relación 1:1 -----	64
Figura 2.18. Gráficos de dispersión y ajuste lineal (línea partida) entre la precipitación diaria estimada por radar y la observada en pluviómetros de referencia para el periodo 2. Datos radar sin ajustar (arr.). Datos radar aplicando la corrección I (abajo izq.), datos radar aplicando la corrección II (abajo der.) La línea llena representa la relación 1:1 -----	65
Figura 2.19. Variación del BIAS previo a la aplicación de procedimientos de corrección (PC) y luego de las correcciones I (CI) y II (CII). P1 y P2 son periodo de registro 1 y 2 respectivamente. -----	66
Figura 3.1. Esquema de materiales y métodos utilizados en la generación de productos -----	73
Figura 3.2. Definición de los periodos de precipitación acumulada para las dos fechas de siembra trigo. IB: Inicio del barbecho, FS: Fecha de siembra considerada-----	76
Figura 3.3. Definición de los periodos de precipitación acumulada para las dos fechas de siembra de girasol. IB: Inicio del barbecho, FS: Fecha de siembra considerada-----	76
Figura 3.4. Definición de los periodos de precipitación acumulada para las tres fechas de siembra de maíz. IB: Inicio del barbecho, FS: Fecha de siembra considerada-----	77
Figura 3.5. Definición de los periodos temporales utilizados para calcular la acumulación de precipitaciones en los ciclos de cultivos de invierno y estivales de la región -----	77
Figura. 3.6. Localización geográfica de lotes de soja (círculos) y trigo (cruces), utilizados para la validación del índice de estrés hídrico. -----	79
Figura 3.7. División de zonas utilizadas para el cálculo del promedio de humedad inicial. El área delimitada con línea oscura corresponde al área provincial de cálculo del BH. La parte coloreada corresponde a la zona norte, el área sin colorear a la zona sur. -----	82
Figura 3.8. Localización geográfica de lotes de soja (triángulos) y trigo (cruces), utilizados para la validación del balance hídrico de suelo.-----	83
Figura 3.9. Mapas de precipitación acumulada por década para los meses de enero, febrero y marzo de 2012-----	84
Figura 3.10. Mapas de precipitación acumulada mensual para los meses de enero a diciembre de 2012. -----	85
Figura 3.11. Mapas de precipitación acumulada durante las 4 estaciones, otoño, invierno y primavera 2012 y verano 2012-2013.-----	86

Figura 3.12. Mapa de precipitación acumulada durante enero a diciembre del año 2012-----	87
Figura 3.13. Mapas de anomalías de precipitación mensual para los meses de octubre (arriba) y septiembre (abajo) del año 2012-----	88
Figura 3.14. Mapas de precipitación acumulada a la primera fecha de siembra (arriba) y segunda fecha de siembra (abajo) del cultivo de trigo en la región.-----	89
Figura 3.15. Mapas de precipitación acumulada a la primera fecha de siembra (arriba) y segunda fecha de siembra (abajo) del cultivo de girasol en la región.-----	90
Figura 3.16. Mapas de precipitación acumulada a la primera fecha, segunda y tercera fecha de siembra del cultivo de maíz en la región.-----	91
Figura 3.17. Detalle del área del departamento de Maracó de precipitación acumulada a la primera, segunda y tercera fechas de siembra del cultivo de maíz en la región-----	92
Figura 3.18. Mapas de precipitación acumulada durante el ciclo de cultivos de invierno (arriba) y el ciclo de cultivos estivales (abajo) definidos para la región.-----	93
Figura 3.19. Mapas de índice de estrés hídrico definido como ET/PP durante el periodo crítico del ciclo de cultivos de cosecha de invierno (arriba) y cultivos de cosecha estivales (abajo) definidos para la región.-----	94
Figura 3.20. Gráficos de dispersión entre el índice ETR/PP y los rendimientos estimados en lotes de trigo (arriba) y en lotes de soja (abajo).-----	95
Figura 3.21. Mapas de almacenaje de agua en el suelo estimado durante las tres décadas de los meses de septiembre (arriba), octubre (centro) y noviembre (abajo) del año 2012.-----	96
Figura 3.22. Mapas de almacenaje de agua en el suelo estimado durante las tres décadas de los meses de enero (arriba), febrero (centro) y marzo (abajo) del año 2013.-----	97
Figura 3.23. Gráficos de dispersión entre almacenaje estimado con el producto de BHS y el almacenaje medido a campo sobre lotes de trigo durante la última década de septiembre y octubre (arriba) y sobre lotes de soja durante la ultima decada de febrero y marzo (abajo)---	98

Índice de tablas

Tabla 2.1. Algunos coeficientes Z-R citados en la literatura para diferentes eventos meteorológicos. -----	28
Tabla 2.2. Medidas de resumen y dispersión para estimaciones de precipitación acumulada diaria de radar y medidas de pluviómetros en tres periodos: (1)1 diciembre 2011 a 30 mayo 2012, (2) 1 agosto al 31 octubre 2012 y (3) 1 de enero a 31 marzo 2013 -----	50
Tabla 2.3. Parámetros de error sistemático medio y de ajuste lineal para 3 periodos de estudio --	52

Tabla 2.4. Parámetros de los ajustes por mínimos cuadrados obtenidos de las estimaciones de precipitación derivada de radar en función de la observada en pluviómetros en tres distancias al radar, durante el periodo 1 -----	54
Tabla 2.5. Índices de error y dispersión calculados por estación y promediados según tres distancias al radar. Datos del periodo I-----	56
Tabla 2.6. Análisis de tormentas individuales según intensidad: a) lluvias débiles (< 10 mm/h); b) lluvias intensas (> 10 mm/h). P/R promedio= promedio de los ratios entre las medidas de pluviómetro y la estimación en el píxel correspondiente de la imagen del radar en cada evento. CV=coeficiente de variación-----	59
Tabla 2.7. Coeficientes de correlación, error relativo y dispersión del error según meses para datos mensuales en el periodo 1 y 2. (MPP pluv: monto promedio de PP registrado por pluviómetros) -----	61
Tabla 2.8. Coeficiente de determinación de ajuste lineal y error cuadrático medio relativo para distintas integraciones temporales durante el periodo 1. -----	62
Tabla. 2.9. Índices comparativos de los resultados obtenidos al aplicar dos correcciones a dos periodos diferentes -----	66

Lista de abreviaturas

Alm: Almacenaje de agua en el suelo
 ASCII: del inglés American Standard Code for Information Interchange
 AVHRR: del inglés Advanced Very High Resolution Radiometer
 BH: Balance Hídrico del suelo
 BHS: Balance Hídrico Seriado
 BIAS: Sesgo, Error sistemático medio
 CC: Capacidad de Campo
 CV: Coeficiente de Variación
 D: Diámetro de las partículas contenidas en volumen muestreado por radar
 dBZ: Decibelios
 DE: Desviación estándar
 DP: Doble polarización
 ET: Evapotranspiración
 ETR: Evapotranspiración real
 Ghz: Gigahertz
 GPS: Sistema de Posicionamiento Global
 n : Reflectividad radárica
 NDVI: del inglés Normalized Differences Vegetation Index
 NOAA: del inglés National Oceanic and Atmospheric Administration
 PAC: del inglés Precipitation Accumulation
 Pi: Potencia incidente
 PP: Precipitación
 P_r : Potencia retrodispersada
 PVR: Perfil Vertical de Reflectividad
 r : Coeficiente de Pearson
 R: Tasa o intensidad de precipitación
 R²: Coeficiente de Determinación
 RIAN: Red de Información Agropecuaria Nacional
 RM: Radar Meteorológico
 RMSE: Error cuadrático medio
 RMSEr: Error cuadrático medio relativo
 SMN: Servicio Meteorológico Nacional
 SIG: Sistema de Información Geográfico
 SP: Simple polarización
 SRI: del inglés Surface Rain Intensity
 STDEr: Desviación estándar del error relativa
 TIFF: del inglés Tagged Image File Format
 TRMM: del inglés Tropical Rainfall Measuring Mission
 Ts: Temperatura de superficie

XML: del inglés Extensible Markup Language

Z: Reflectividad

Z-R: Relación entre reflectividad y tasa de precipitación

Λ : Longitud de onda

I. INTRODUCCION GENERAL

A nivel mundial el 60% de la producción de alimentos proviene de áreas productivas de secano (FAO, 2002). En estos agroecosistemas la producción agropecuaria se realiza prescindiendo del agua aportada por riego, por consiguiente la dependencia de los resultados productivos respecto de los factores climáticos es muy alta y, en el caso de los ambientes semiáridos adquiere especial relevancia la relación con las precipitaciones pluviales (Veneciano y Federigi, 2005). Bajo estas condiciones existe una gran variabilidad intraanual de las condiciones de humedad edáfica, así como también de ciertas características de la lluvia, las cuales determinan la incertidumbre en cada una de las fases del ciclo de producción. La lluvia es el elemento climático más variable espacialmente (Bosch *et al.*, 1998, Hubbard, 1994, Krajewski *et al.*, 2003). De acuerdo con Ebert *et al.* (2007) conocer la distribución espacial y temporal de la precipitaciones es de suma importancia para muchas actividades entre ellas la agropecuaria. Aase y Pikul (2000) señalaron que la disponibilidad de agua en el suelo es uno de los principales factores que deben ser considerados al diagramar la secuencia de cultivos en regiones semiáridas. Conocer el almacenaje de agua del suelo es una herramienta útil para la toma de decisiones en la actividad agropecuaria. La utilización de modelos para su estimación, como por ejemplo los balances hídricos edáficos, considera a la precipitación como la variable de entrada de mayor importancia. En consecuencia, resulta fundamental contar con estimaciones precisas del agua aportada por la precipitación, su evolución a lo largo del tiempo y su distribución en el espacio, y de esta manera disponer de una herramienta más que permita administrar los riesgos y las actividades de planificación local y regional de la producción agrícola en regiones de secano.

A pesar de la importancia que tiene disponer del conocimiento de este elemento meteorológico, en muchos lugares donde predomina la producción agropecuaria de secano los registros de precipitación en superficie son insuficientes. Por ejemplo, la Región Pampeana de la Argentina, con una superficie aproximada a 83 millones de hectáreas posee varias redes dispersas de pluviómetros, de baja densidad e inconexas entre sí, con relativa dificultad para el acceso a la información por cualquier usuario. Así la red pluviométrica de mayor densidad cuenta con 1 pluviómetro cada 1.615 km² no distribuidos de manera uniforme (Casagrande, *et al.*, 2011). Se ha sugerido que para poder explicar el

90% de la variabilidad espacial de la lluvia se requiere una medición distanciada cada 5 km radiales (Bosch, *et al.*, 1998; Hubbard, 1994). En general las redes de estaciones pluviométricas se caracterizan por su escasa magnitud con irregular distribución (Levizzani *et al.*, 2002; Huffman *et al.*, 2007) e imposibilitan obtener una fiable representación de la distribución de la lluvia. Debido a que en estos casos se debe recurrir a modelos de interpolación de datos con base estadística (Solis Villagran y Garnica, 2003) al aplicar los productos generados resultan inadecuados por la alta variabilidad de este elemento meteorológico en el tiempo y en el espacio. La calidad de estos métodos se encuentra fuertemente ligada a la densidad de la red de estaciones meteorológicas disponibles y al grado de subjetividad en las mediciones, relacionada con las diferencias existentes en los instrumentos utilizados y la rigurosidad con que se aplican los protocolos de medición. A su vez operativamente implican altos costos económicos (Brocca *et al.*, 2007).

Dado que las observaciones de precipitación en superficie son insuficientes, no se distribuyen en forma homogénea, y en muchos sectores no se mide con una resolución temporal adecuada; en la actualidad se han desarrollado otras técnicas y herramientas para generar información espacial de distintas variables meteorológicas a partir de sensoramiento remoto. La teledetección posibilita obtener información detallada espacialmente sin necesidad de definir protocolos de inter o extrapolación de observaciones puntuales (Paruelo *et al.*, 2001; Alcaraz-Segura *et al.*, 2006; Paruelo, 2008). Uno de los mayores avances en este campo fue la incorporación en varios satélites de sensores en microondas pasivas que proveen datos para estimar la tasa de precipitación (TRMM, SSM/I, NOAA; Kidd *et al.*, 2003). Estos sensores permiten determinar las trayectorias y dinámica de las nubes potencialmente precipitables, el gradiente de cambio de forma, su dimensión y áreas cubiertas, entre otras (Fattorelli, 1999). A partir de estas mediciones es posible relacionar las características de las nubes con la intensidad instantánea de la precipitación y/o con la lluvia acumulada en el tiempo (Engman y Gourney, 1991). Asimismo, ofrecen la ventaja de una adecuada cobertura regional, a la vez que permiten capturar la variabilidad espacial de las precipitaciones, (Scofield, 1987; Adler y Negri, 1988).

Una alternativa a las imágenes satelitales para la estimación de la precipitación en grandes áreas es la información proveniente de radares

meteorológicos (RM). Las imágenes de radar ofrecen resoluciones espaciales de 1 a 4 km² y temporales de 5-15 minutos, disponibles en tiempo real, aunque abarcan menor escala regional, en un radio aproximado de 300 km con centro en la antena. Los RM emiten pulsos de radiación electromagnética (microondas) hacia el espacio con el fin de interceptar blancos meteorológicos (agua atmosférica en estados líquido y sólido). Los ecos provenientes de la atmósfera son captados nuevamente por el sensor y transformados en reflectividad, variable a partir de la cual se estima la precipitación (Rinehart, 2007). Sin embargo, a menudo surgen cuestionamientos acerca de la precisión de las estimaciones de lluvia precipitada en superficie mediante radares con relación a las medidas relevadas por otros instrumentos pluviométricos. Durante el transcurso de emisión y recepción de la energía muchos son los procesos que interfieren en las mediciones de radar, por esta razón es bien conocido que la estimación de precipitación por RM está sometida a varias fuentes de error (Zawadzki, 1984; Joss y Lee, 1995; Dinku *et al.*, 2002), algunas relacionadas con las características propias del radar y otras con las de los sistemas precipitantes. Entre los primeros se deben considerar, por ejemplo, la estrategia de muestreo o la longitud de onda utilizada y entre los segundos las distribuciones de tamaños de las partículas precipitantes o la estructura tridimensional de la lluvia. Varios autores han propuesto diferentes clasificaciones de los distintos factores que afectan el proceso de estimación por RM (Wilson y Brandes, 1979; Zawadzki, 1984; Austin, 1987; Joss y Waldvogel, 1990; Andrie *et al.*, 1997, Creutin *et al.*, 1997). Diversas investigaciones tratan de analizar esos errores por separado y proponer correcciones individuales para cada uno (Meneghini *et al.*, 1983; Zawadzki, 1984; Kitchen *et al.*, 1994; Joss y Lee, 1995; Berenguer, 2002). Otras técnicas propuestas son aquellas que utilizan redes de pluviómetros como medida de referencia para ser comparadas con las mediciones del radar permitiendo evaluar y corregir el error que afecta a las medidas radáricas de manera global (Wilson y Brandes, 1979; Koistinen y Puhakka, 1986; Collier, 1986), proceso denominado corrección meteorológica (Gjertsen, *et al.*, 2003)

Existen antecedentes que utilizan la información producida por RM en áreas agrícolas permitiendo completar el vacío de información existente en redes meteorológicas de baja densidad e irregular distribución espacial. Por ejemplo, Laurence *et al.*, (2002) estimaron humedad relativa mediante RM altamente

correlacionada con los datos de estaciones meteorológicas zonales, y aplicable a la detección temprana de condiciones ambientales propensas a enfermedades fúngicas. Hagan, *et al.* (1999) y Kemerait, *et al.* (2003) lograron exitosas utilizaciones de estimación de lluvia por RM aplicadas al manejo de enfermedades vegetales en un sitio específico. Workneh, *et al.* (2006) utilizaron dos modelos de severidad del cornezuelo del centeno en sorgo, basados en precipitaciones estimadas por RM y lograron diferenciar un gran área en cuadrículas de 4 km² con diferentes niveles de severidad de la enfermedad.

Desde el año 2009 se encuentra instalado un radar meteorológico en la Estación Experimental de Anguil del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA). El paso previo a cualquier aplicación de información proveniente de sensores remotos exige una evaluación y ajuste de sus mediciones con datos de referencia a campo. El ajuste cuantitativo de los datos de un RM se entiende como un proceso de carácter específico para cada radar en particular que va a depender tanto del propio instrumento como de su entorno particular y de las características climatológicas de la zona donde esté instalado. Caracterizar la precisión de un RM en la estimación de la lluvia, y conocer sus errores de medición permitirá proponer correcciones en sus medidas ajustándose a la climatología local y en base a ello proponer información regional basada en una mejor resolución espacial y temporal de la variable precipitación. Asimismo posibilitará la obtención de datos de precipitación en lugares donde no hay registraciones disponibles y describir la distribución espacial de la lluvia a escala regional. Esta información es de suma utilidad en procesos de toma de decisiones en planificación de actividades agropecuarias (por ejemplo estimar el agua almacenada en el suelo, planificar con mayor seguridad las fechas de siembra y cosecha de cultivos y de pasturas, así como seleccionar las áreas destinadas a cada cultivo, mejorar los cronogramas de riego, entre otros).

En esta tesis se planteó la siguiente hipótesis de trabajo:

“Un radar meteorológico es un estimador confiable de la precipitación que llega a la superficie terrestre, y mejora la representación de la variabilidad espacio-temporal de esta variable a nivel regional, permitiendo estimar lluvia en lugares donde no existen pluviómetros.

Con el fin de corroborar la hipótesis se formuló como objetivo general:

Evaluar el desempeño del radar meteorológico de EEA INTA Anguil como estimador de la precipitación meteorológica, y partir de la integración de sus medidas e información complementaria, desarrollar productos que resulten de utilidad en procesos de planificación de actividades agropecuarias en la región.

Con el propósito de cumplir con el objetivo general, se establecieron los siguientes objetivos específicos:

1. Evaluar la precisión en la estimación de la PP del radar en relación al dato pluviométrico.
2. Aplicar una corrección meteorológica a los valores estimados por radar.
3. Desarrollar una metodología basada en la estimación de las precipitaciones a partir del radar e información complementaria, que establezca indicadores a escala regional.

I.1 Área de estudio

El RM de este estudio se encuentra localizado en la EEA INTA Anguil en la provincia de La Pampa dentro de la región semiárida y subhúmeda pampeana argentina. Su radio de acción es de 240 km, abarca gran parte de esta provincia, parte oeste de Buenos Aires y una pequeña proporción del sur de Córdoba y San Luis, alcanzando a cubrir aproximadamente 18 millones de hectáreas (Fig. 1.1).

El área de estudio en la que se evaluaron las estimaciones pluviométricas de este radar coincide con la región agropecuaria de mayor potencial productivo de la provincia de La Pampa, y corresponde al NE de dicha provincia, (sombreada en la figura 1.1), aproximadamente delimitada hacia el oeste y sur por la isohieta de 700 mm y hacia el norte y este delimitada por las divisiones políticas de las provincias de Córdoba, San Luis y Buenos Aires. Dentro de esta región de la provincia pampeana se diferencian dos zonas de acuerdo a las características de sus suelos según unidades geomorfológicas: la Planicie con Tosca que incluye a los departamentos de Realicó, Rancul, Trenel, Conhella, Capital, Atreucó y

Guatraché y la Planicie Arenosa que comprende a los departamentos de Chapaleufu, Maracó, Quemú-Quemú y Catrilló.

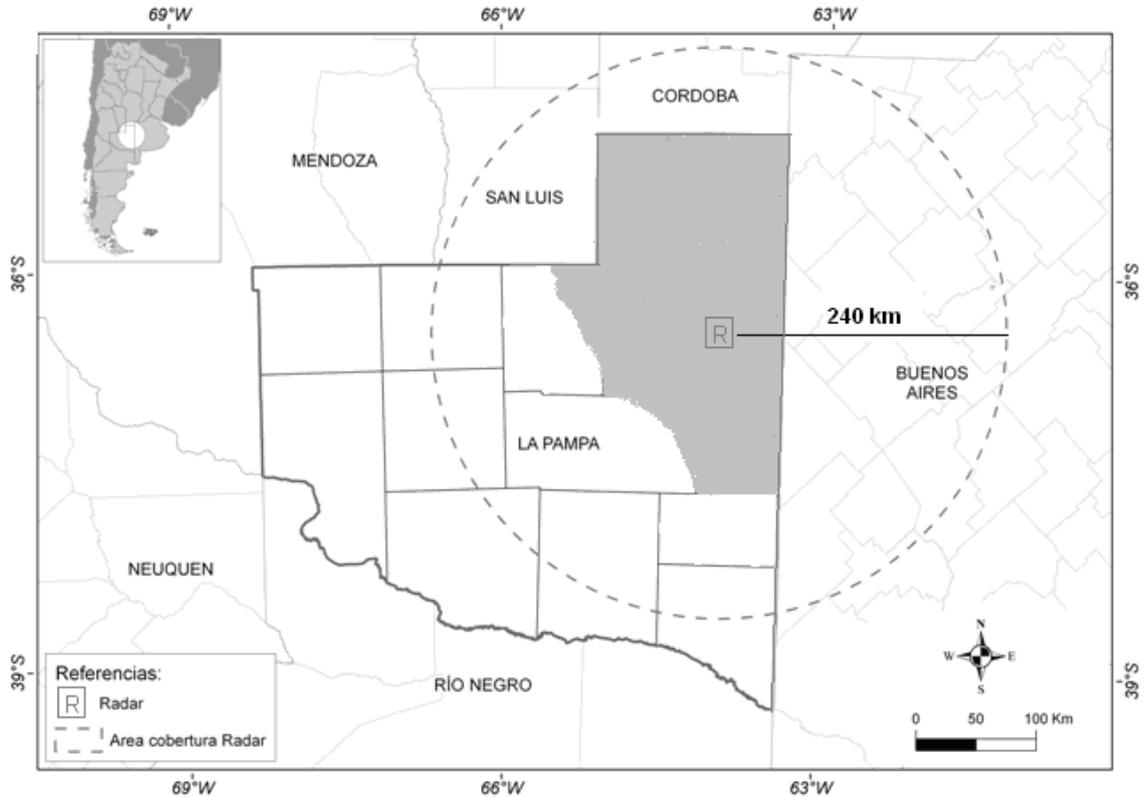


Figura 1.1. Ubicación del radar y su área de cobertura

La región posee suelos clasificados como Haplustoles énticos y Ustipsamientos típicos. La Planicie Medanosa presenta suelos arenoso-francos y profundos, con muy bajos niveles de materia orgánica. En la Planicie con Tosca los suelos presentan texturas franco-arenosas a francas y un manto calcáreo o tosca a profundidades variables de entre 30 a 150 cm de profundidad (INTA *et al.*, 1980).

En relación a la temperatura del aire en la región quedan definidas dos estaciones bien diferenciadas, el invierno caracterizado por el valor de la temperatura media del mes más frío del año (julio), que para la localidad de Anguil es de 7,3 °C y el verano caracterizado por el mes más cálido (enero) cuya temperatura media en la misma localidad es de 22,9 °C, las temperaturas máximas absolutas registran valores de hasta 41,5 °C y las mínimas absolutas hasta 13,2 °C (periodo 1973-2011). El periodo libre de heladas se extiende desde

mediados de octubre hasta mediados de abril. Los vientos predominantes son del NNE y SSO y su velocidad media anual es de 8,6 km. h⁻¹. La evapotranspiración potencial registra un total anual de 1152 mm, y el balance hidrológico climático es negativo en la mayor parte de la primavera y el verano (Casagrande *et al.*, 2012).

Los principales cultivos de cosecha de la región son trigo y cebada en época invernal, y girasol, soja, maíz y sorgo en la época estival (Lorda, *et al.*, 2008). Prevalecen los sistemas de producción mixtos, basados en rotaciones de cultivos anuales y pasturas perennes en base a leguminosas, siendo la más común alfalfa (Viglizzo *et al.*, 2001). Casi la totalidad de la producción se realiza en condiciones de secano, dependiendo del agua proveniente de las precipitaciones y de la capacidad de almacenaje del suelo.

I.1.1. Caracterización pluviométrica de la región

El régimen térmico no resulta limitante para las actividades agropecuarias sin embargo como la producción extensiva en esta zona se realiza bajo condiciones de secano, la lluvia resulta el elemento climático de mayor influencia en la región (Sierra *et al.*, 1995), tanto por su cantidad como por su distribución anual. Según Viglizzo *et al.* (1991) La Pampa es una región de transición donde coexisten los ambientes subhúmedo, semiárido y árido. La zona bajo estudio se encuentra entre las isohietas de 700 mm y 850 mm de precipitación anual. Estudios realizados por Galmarini (1961), Hoffman (1988) y Roberto *et al.* (1994) coinciden en que la cantidad de lluvia varía fuertemente en el sentido este-oeste en la provincia de La Pampa y que existe una marcada concentración en la distribución estacional de lluvias en primavera verano (70%) con relación a otoño invierno (30%) determinando un régimen pluviométrico con tendencia monzónico (Fig. 1.2). En un estudio realizado por Sarochar *et al.* (2005) en toda la pampa húmeda argentina concluyeron que la cantidad de precipitación anual es en un 75% de origen convectivo y el restante 25%, estratiforme. Asimismo afirman que tanto la precipitación convectiva como su frecuencia de ocurrencia son superiores a las respectivas de origen estratiformes en los meses cálidos (noviembre a abril) con un máximo principal entre enero y abril. Con respecto a la climatología de eventos de tormentas con precipitación sólida o granizo en la región pampeana argentina, el promedio anual de estos eventos es máximo sobre las provincias de

Córdoba y La Pampa, en ésta última el valor oscila entre los 2,85 a 2,55 y se registran principalmente en los meses de verano en tanto que para el otoño la ocurrencia presenta un mínimo (Mezher *et al.*, 2009).

En toda la región es ampliamente reconocida la variabilidad espacial y temporal de las precipitaciones, más aún en época estival donde predominan los procesos convectivos. Según Galmarini (1961) esta variabilidad aumenta a medida que disminuyen los totales anuales de lluvias.

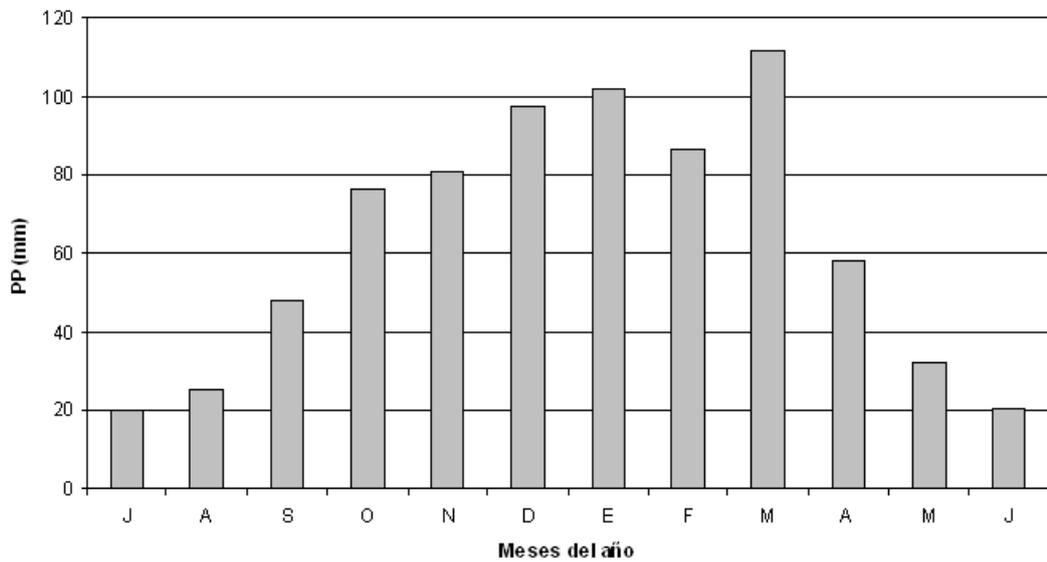


Figura 1.2. Distribución media mensual de las precipitaciones (PP) en la localidad de Anguil (1973-2011). Fuente: elaboración propia con datos de la estación meteorológica de la EEA Anguil

II. EVALUACION DE PRODUCTOS DE PRECIPITACION DE RADAR

II.1 MARCO TEORICO Y REFERENCIAL

II.1.1 Estimación de precipitación con RM

En aplicaciones meteorológicas se recurre a radares con longitudes de onda de emisión en las bandas S o C, superiores a 5 cm y frecuencia de 2 a 8 Ghz. Estas bandas presentan mayores alcances de radio con respecto a radares de banda X. Los RM más modernos disponen de sistema doppler y doble polarización (DP)¹, superando a los antiguos de simple polarización (SP). Los RM emiten energía en forma de pulsos hacia la atmósfera y su objetivo de medición consiste en un volumen de partículas más o menos esféricas compuestas de agua y distribuidas aleatoriamente en el espacio. La energía retrodispersada hacia el radar desde el volumen objetivo depende del número, tamaño, composición, posición relativa, forma y orientación de las partículas en difusión. Probert-Jones (1962), utilizando este modelo de objetivo y la teoría electromagnética, desarrolló una ecuación que relaciona la potencia del eco recibida por un radar (P_r) con las propiedades retrodispersoras de los hidrometeoros contenidos en cada volumen de muestreo, cuya expresión simplificada es la siguiente:

$$P_r = \left(\frac{C |K|^2}{L^2(r)r^2} \right) Z_e(r) \quad (2.1)$$

donde r es el vector de posición del centro del volumen muestreado, el factor $1/L^2(r)$ introduce el efecto de la atenuación de la señal a medida que se propaga en la atmósfera en su camino de ida y vuelta al radar debido sobre todo a la presencia de precipitación, C es proporcional a la potencia transmitida, inversa de la longitud de onda de la radiación emitida al cuadrado, a la ganancia de la antena al cuadrado y a la duración de cada pulso emitido, $|K|^2$ es la constante dieléctrica de los hidrometeoros muestreados y $Z_e(r)$ representa la capacidad retrodispersora del volumen interceptado.

¹ El sistema **doppler** en radar, además de registrar reflectividad de las gotas de lluvia, también registra su velocidad radial. Se basan en medir la diferencia de fase entre el pulso transmitido y el pulso recibido, conociendo estas diferencias, todas relativas al mismo volumen de muestreo, es posible obtener el espectro de velocidades doppler de las partículas encerradas en dicho volumen. Los radares de **doble polarización DP**, son capaces de medir separadamente la potencia y la fase asociadas a cada componente del campo eléctrico (horizontal y vertical), extraen información adicional sobre la precipitación a partir de parámetros como la reflectividad diferencial, el ratio de depolarización lineal, el desplazamiento diferencial de fase. (Doviak y Zrníc, 1992)

La reflectividad radárica, n , se define como el cociente entre la potencia retrodispersada, P_r , y la potencia incidente P_i , por unidad de volumen. Viene dada por la sección eficaz total de retrodispersión de los hidrometeoros. En caso de que los tamaños de hidrometeoros sea pequeño comparado con la longitud de onda de la radiación incidente (como ocurre en casi todos los RM operacionales), la reflectividad, n , puede expresarse del siguiente modo:

$$n = \frac{p_r}{p_i} = \frac{\pi^5 |K^2|}{\lambda^4} \sum_{i=1}^N D_i^6 \quad (2.2)$$

donde $\sum_{i=1}^N D_i^6$ es la sumatoria de los diámetros a la sexta potencia de las partículas contenidas en un volumen unidad y λ es la longitud de onda de la radiación emitida por el radar.

El factor de reflectividad (z), simplemente denominado reflectividad, es definido a partir de la ecuación anterior como:

$$z = \sum_{i=1}^N D_i^6 \quad (2.3)$$

donde los diámetros de las partículas (D) se expresan comúnmente en mm contenidos en un volumen de 1 m^3 , por lo tanto la unidad de z suele expresarse en mm^6/m^3 .

Debido al rango tan amplio de valores que suele tomar la reflectividad, comúnmente se expresa en valores logarítmicos, siendo:

$$Z \text{ (dBZ)} = \log . z \text{ (mm}^6/\text{m}^3) \quad (2.4)$$

donde Z es expresado en decibelios (dBZ)

La estimación de la lluvia mediante RM es realizada indirectamente a partir de la variable de reflectividad (Z). La tasa o intensidad de precipitación (R) de un evento meteorológico, definida como la cantidad de precipitación ocurrida por unidad de tiempo, puede ser estimada a través de Z. Ambas variables están relacionadas debido a que son dependientes de la distribución de tamaño de gotas, la cual está sujeta a constantes variaciones de un episodio de lluvia a otro, incluso dentro de un mismo episodio esta distribución de gotas presenta variabilidad espacio-temporal (Zawadzki, 1984; Joss y Zawadzki, 1997).

A partir de datos experimentales de Z y R se ha comprobado la existencia de una relación empírica entre ambas variables. De esta manera, para estimar R a partir de Z se recurre a este tipo de relaciones matemáticas, denominadas Z-R (Marshall y Palmer, 1948; Rinehart, 2007) y se expresan en una función matemática de tipo:

$$Z = a R^b \quad (2.5)$$

Los coeficientes a y b de la función precedente son constantes empíricas. La intensidad de la precipitación (R) es un producto del contenido másico y de la velocidad de caída en un volumen de medición de radar. No existe una relación única entre la reflectividad del radar y la intensidad de las precipitaciones, ya que los coeficientes a y b varían con el origen y tipo de lluvia, la distribución del tamaño de las gotas, localización geográfica, condiciones meteorológicas, entre otros (Rinehart, 2007). Estos coeficientes pueden determinarse experimentalmente para determinadas situaciones si se logra conocer la verdadera distribución del tamaño de las gotas en un volumen dado. Los métodos más comunes empleados para la obtención de estos parámetros en la calibración de un RM están basados en la medición directa del diámetro de las gotas de lluvia a partir del uso de disdrómetros². Históricamente se determinaron muchas relaciones operativas para radares bajo diferentes situaciones geográficas, distintas latitudes y condiciones de tormenta. Algunos de los coeficientes citados

² Instrumento óptico láser que es capaz de medir el tamaño de las gotas de lluvia o del hidrometeoro del que se trate, y su velocidad de caída.

en la literatura, determinados para lluvias de tipo estratiforme, orográfica y convectiva³ se observan en la tabla 2.1.

Tabla 2.1. Algunos coeficientes Z-R citados en la literatura para diferentes eventos meteorológicos.

	a	b	Tipo de precipitación
Marshall y Palmer (1948)	200	1,6	Homogéneas y estratiformes
Blanchard (1953)	31	1,71	Orográficas
Jones (1956)	486	1,37	Convectivas
Joss y Waldvogel (1967)	230	1,4	Medias
Joss y Waldvogel (1967)	400	1,3	Convectivas
Joss y Waldvogel (1967)	100	1,4	Procesos frontales
Smith et al (1975)	155	1,88	Convectivas con granizo
Sempere -Torres, et al (1999)	525	1,33	Convectivas medias

II.1.2 Factores de error

La estimación de precipitación mediante radar está sometida a varias fuentes de error. Varios autores han propuesto clasificaciones que agrupan estos errores. Por ejemplo, Wilson y Brandes (1979) categorizaron estas fuentes de error como: errores en la estimación de la reflectividad radárica, errores debidos a la incertidumbre en la elección de las relaciones Z-R utilizadas, y el error debido a los diferentes tipos de muestreos de radares con respecto a otros medidores en superficie. (Fig. 2.1)

³ Según sus características, la precipitación puede dividirse en convectiva, estratiforme y orográfica. Siguiendo un criterio para su clasificación propuesto por Bluestein (1993), los fenómenos convectivos se caracterizan por flujos verticales turbulentos de cantidad de movimiento y calor. Las regiones de precipitación convectiva son relativamente angostas y la precipitación misma suele ser intermitente e intensa. Los sistemas estratiformes se caracterizan por suaves flujos verticales de calor y cantidad de movimiento, la precipitación suele encontrarse del lado polar de los frentes cálidos y en amplias zonas de advección cálida, las áreas afectadas son siempre amplias y la precipitación tiende a ser más suave y estable. La lluvia orográfica es la producida por el ascenso de una columna de aire húmedo al encontrarse con un obstáculo orográfico, como una montaña

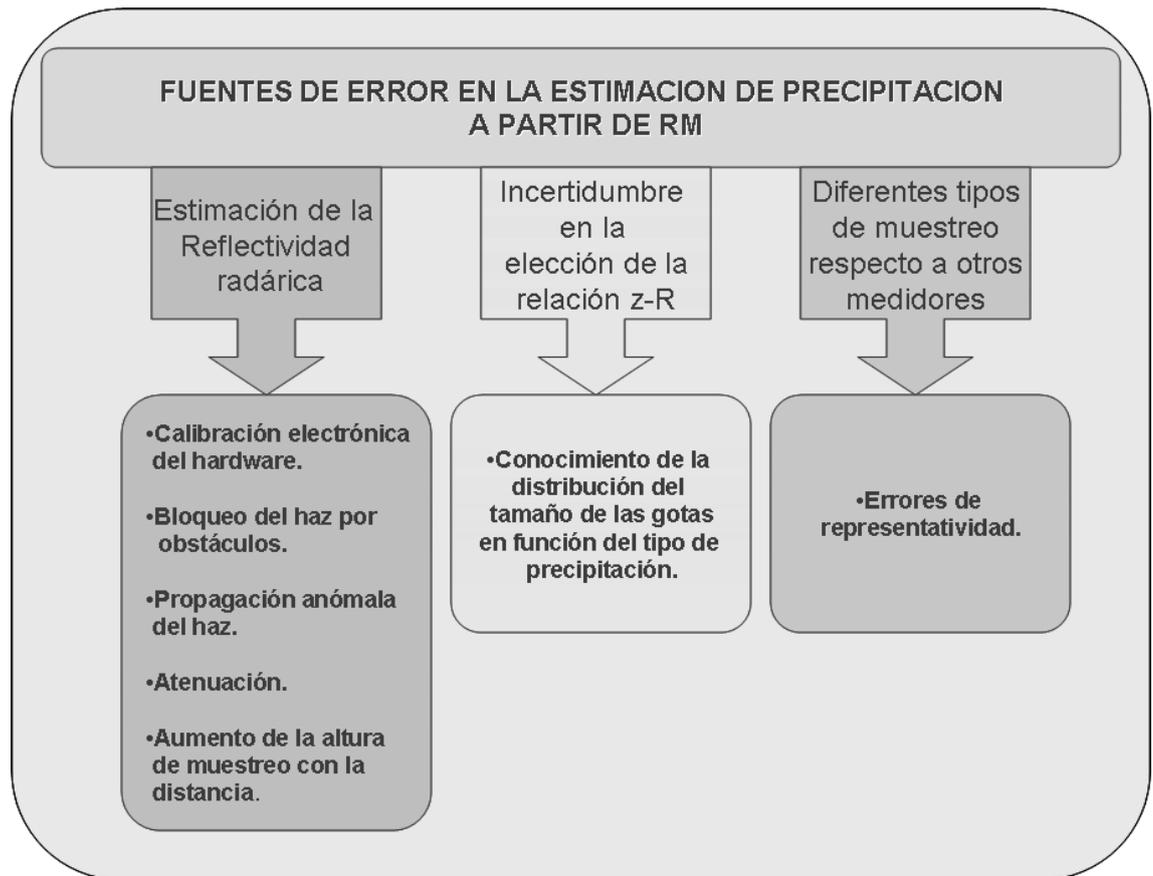


Figura 2.1. Esquemización de distintas fuentes de error que afectan la estimación de lluvia mediante RM. Clasificación propuesta por Wilson y Brandes (1979).

El error concerniente a la estimación de la reflectividad radárica está relacionado por un lado a la calibración electrónica del hardware del RM. Esta calibración consiste en el control de todos los parámetros de operación del radar que intervienen el proceso de medición, tales como: la potencia transmitida, la ganancia de la antena, la longitud de onda de la radiación emitida, la longitud del pulso; todos asociados a la constante C de la ecuación 2.1. Por otro lado, las fuentes de error no asociadas al sistema de hardware involucran: el bloqueo del haz, debido a que puede quedar parcial o totalmente bloqueado por la topografía u obstáculos entre el radar y el objetivo, provocando una subestimación de la reflectividad (Harrold y Kitchingman, 1975). La propagación anómala del haz, cuando ciertas condiciones de la atmosfera, tales como inversiones térmicas y presencia de humedad, distorsionan el trayecto del haz del radar haciéndolo refractar hacia el suelo, provocando ecos erróneos (Battan, 1973; Brandes y Sirmans, 1976). La atenuación o pérdida de potencia de la energía emitida a medida que el haz se propaga en la atmosfera, debida a la precipitación y a los

gases atmosféricos (Wexler y Atlas, 1963; Blake, 1970), y por último, error debido al incremento de la altura de muestreo con la distancia, y a la variación vertical de la reflectividad. Debido a los efectos de la abertura del haz, de su inclinación y de la curvatura de la tierra, las mediciones de radar se aplican a precipitaciones en altitud promediadas sobre una profundidad considerable que dependen de la distribución vertical de la precipitación y pueden contribuir a errores en las estimaciones a nivel de la superficie del suelo (Joss y Waldvogel, 1990).

En relación a la incertidumbre en la elección de una relación matemática entre reflectividad (Z) y tasa de precipitación (R), que sea adecuada a cada situación, puede ocurrir que al utilizar de forma general una sola relación en la estimación de un evento de precipitación ésta no represente la situación real en ese momento y en ese lugar. Los errores que pueden cometerse han alcanzado hasta un factor de dos con respecto a las mediciones en tierra realizadas con pluviómetros como referencia, (Harrold *et al.*, 1974; Wilson y Brandes, 1979; Joss y Waldvogel, 1990). A nivel mundial, numerosas relaciones han sido propuestas respondiendo a la diferente distribución de los tamaños de las gotas bajo distintos tipos de precipitación. Por ejemplo, una serie de relaciones empíricas entre Z y R fue presentada por Battan (1973) con más de 70 alternativas obtenidas por investigadores en diferentes partes del mundo para radares de banda C y para diferentes condiciones meteorológicas. Una forma de mitigar el error causado por la incertidumbre en el conocimiento de la relación Z - R , consistiría en clasificar cada volumen de datos del radar en zonas con diferentes tipos de precipitación, básicamente en estratiformes y convectivas y aplicar la relación específica para cada tipo de lluvia (Churchill y Houze Jr., 1984; Rosenfeld *et al.*, 1995; Steiner *et al.*, 1995; Sempere Torres *et al.*, 1999). Por ejemplo en Brasil, Antonio *et al.*, (2007) utilizando una relación específica adaptada a la climatología del área estudiada lograron bajar las diferencias entre las mediciones de los pluviómetros y la estimación del radar de un 80 a menos del 5%.

Como antecedente en Argentina, Vidal, *et al.*, (2012), a partir de mediciones in situ de las distribuciones del tamaño de gotas mediante disdrómetros, obtuvieron valores de coeficientes a y b proponiendo distintas relaciones entre las variables Z y R bajo diferentes tipos de tormentas, con el objetivo de aplicar dichas relaciones al radar ubicado en Ezeiza (Bs. As.) y derivar un producto de precipitación más adecuado para la región.

En relación al error introducido por el tipo de muestreo de radar respecto a otros medidores de precipitación en superficie, la principal diferencia entre ambas fuentes de información se debe al llamado error de representatividad (Kitchen y Blackall, 1992; Moreau *et al.* 2009), y se refiere a la diferencia en la observación que presentan ambos métodos (Zawadzki, 1975; Austin, 1987; Moreau *et al.*, 2009) debido a que un pluviómetro mide el agua efectivamente precipitada, mientras el radar estima el agua potencialmente precipitable a una cierta altura.

Algunos métodos propuestos para reducir este error utilizan una mayor densidad de pluviómetros para la comparación en cada celda de la imagen proporcionada por radar (Habib y Krajewski, 2002; Ciach, 2003; Habib *et al.*, 2004). Otros métodos sugieren aumentar las integraciones temporales para estas comparaciones (Krajewski *et al.*, 2002). La magnitud de la representatividad de los errores resultantes es muy difícil de cuantificar y varía significativamente entre los eventos de lluvia (Harrison *et al.*, 2000). El impacto de las diferentes estrategias de muestreo es mayor en situaciones convectivas donde los gradientes espaciales son grandes (Seed *et al.*, 1996). Sin embargo, la necesidad de una base de comparación para evaluar las estimaciones de lluvia por radar, hace que frecuentemente los pluviómetros sean aceptados como referencia (Brandes, *et al.*, 1999).

II.1.3 Validación de precipitación estimada con RM

Existen en la actualidad un gran número de técnicas para validar la información de lluvia proporcionada por RM, lo cual es imprescindible para su utilización con fines cuantitativos (Joe y Smith, 2001). Debido a que la lluvia estimada por radar está sujeta a diversos errores es necesario caracterizarlos. En este sentido existen diferentes enfoques, Quintero *et al.* (2012) mencionan dos categorías: (i) los métodos que analizan por separado las diferentes fuentes de error y su interacción (Berenguer y Zawadzki, 2008) y (ii) los métodos basados en la comparación con una "lluvia de referencia". Un grupo de estos procedimientos consiste en la comparación de las observaciones de radar con datos de pluviómetros en aquellos puntos donde el volumen de precipitación muestreado por el radar se sitúa justo encima de la posición del pluviómetro (Smith y Krajewski 1991; Kitchen y Blackall 1992; Smith, *et al.* 1996; Anagnostou *et al.*

1998; Ulbrich y Lee, 1999). Austin (1987) advirtió que: “en cada instante la intensidad de la lluvia varía significativamente en distancias menores que 1 km y en un punto puede cambiar en intervalos de tiempo de 1 minuto o menos. De esa forma la lluvia medida por pluviómetros puede no ser representativa de los volúmenes mostrados por el radar”. Sin embargo, la validación experimental del campo de precipitación estimado mediante radar debe basarse en datos de pluviómetros, y por esta razón es generalizada la técnica de usar a estos registros para ajustar precipitación de radar, considerando a los primeros como dato de referencia.

Usualmente se conoce como “sesgo” a la diferencia entre las estimaciones por RM y las medidas registradas por pluviómetros en superficie. Esta diferencia se evidencia mejor al integrar temporalmente ambas medidas. Según Krajewski y Smith (2002) para eliminar los efectos aleatorios en la identificación del sesgo, las precipitaciones estimadas por RM y las acumulaciones registradas por pluviómetros deben integrarse en una escala de tiempo razonable antes de una comparación significativa. Al permitir la integración temporal, los efectos aleatorios en promedio y el sesgo se hacen más evidentes.

En términos temporales, los valores de las redes pluviométricas terrestres se encuentran generalmente disponibles cada 24 h. Los acumulados diarios pueden ser indicador razonablemente bueno de la precisión del algoritmo de estimación de precipitación con radar (Gjertsen *et al.*, 2003). Por ejemplo, en Texas (EEUU) se compararon acumulaciones diarias de PP de radar de la red estadounidense NEXRAD con datos puntuales de una red de estaciones meteorológicas encontrando altas correlaciones lineales ($R^2=0,76$) y con diferencias medias en términos de error cuadrático medio de entre 4 a 24 mm (Jayakrishnan *et al.*, 2004). En Cataluña, España, Bordoy *et al.* (2010) también en acumulados diarios encontraron altas correlaciones entre distintos productos de PP de radar con datos medidos en superficie (R^2 0,61 a 0,89) y analizando diferentes episodios los RMSE diarios variaron entre 8 y 28 mm. En Argentina, Della Chiesa (2011) realizando regresiones con compuestos semanales y mensuales del RM ubicado en Pergamino (Bs. As.) obtuvo R^2 de 0,56 y 0,70; respectivamente. Sin embargo con integraciones diarias obtuvo bajas correlaciones. Zawadzki *et al.* (1986) concluyen que las diferencias entre registros

de pluviómetros y radar disminuyen a medida que se aumenta el tiempo y espacio de integración de la información estimada por radar.

Múltiples investigaciones coincidieron en que la concordancia entre las estimaciones del radar y las medidas de los pluviómetros generalmente decrecen con el aumento de la distancia al radar (Brandes y Sirmans, 1976; Wilson, 1976; Wilson y Brandes, 1979; Bordoy, *et al.*, 2010). Según Joss y Waldvogel (1990) el error que más gravemente afecta a la estimación cuantitativa de la precipitación mediante radar es aquel causado por el incremento de la altura de muestreo con la distancia. El RM emite su haz de muestreo con cierto ángulo de elevación, de modo que la altura a la que observa precipitación aumenta con la distancia. El haz aumenta de tamaño y como resultado, la resolución de la medida se degrada con la distancia, debido a que aumenta el ancho del volumen de resolución (Fabry *et al.* 1992; Kitchen y Jackson 1993)

Por ejemplo, Bordoy, *et al.*, (2010) en España, haciendo comparaciones con integrales 24-horarias de productos de precipitación de radar respecto a mediciones de pluviómetros, observaron que el error sistemático aumentaba conforme aumentaba la distancia al sensor. Resultados similares habían encontrado Bech, *et al.*, (2007) con la red nórdica de RM NORDRAD.

Llort (2010) en Barcelona, comparó lluvia acumulada por radar en banda C con referencias terrestres, encontrando que la correlación entre ambas mediciones decrecía y la dispersión del error aumentaba con la distancia al radar. Kitchen y Jackson (1993) en el Reino Unido, encontraron que la correlación lineal decrecía con la distancia al radar, a su vez esta disminución era más rápida durante la estación invernal respecto de la estival. Asimismo la dispersión del error crecía con la distancia aunque no se diferenciaba entre ambas estaciones climáticas. Della Chiesa (2011) evaluando la precipitación de radar ubicado en Pergamino, Argentina, para condiciones meteorológicas de la región pampeana, concluyó que la distancia al mismo no presentó un efecto significativo sobre la precisión de las estimaciones, encontrando una alta estabilidad del radar en la distribución espacial de las estimaciones de lluvia.

Los errores de estimación radar asociados a las variaciones en la distribución de tamaños de las gotas y por lo tanto a la variabilidad de las relaciones Z-R adoptadas en cada caso particular, son la principal fuente de variación a cortas distancias desde el radar, pero a distancias mayores

predominan generalmente los errores debidos a la imposibilidad de observar la precipitación cerca del suelo. Según Rosengaus (1999) en contra de la suposición generalizada, un RM no disminuye consistentemente su eficacia como estimador de producción de agua de núcleos convectivos o tormentas al incrementarse la distancia, los errores pueden ser significativos pero aparecen como aleatorios dependiendo de la posición de la tormenta respecto al radar.

Es bien conocido que la performance de la estimación de radar varía según las características meteorológicas de cada evento de precipitación, por ejemplo, lluvias de diferente intensidad (Harrold, *et al.*, 1974; Wilson y Brandes, 1979; Klazura y Kelly, 1995; Rosengaus, 1995). A causa de la variabilidad en la distribución de tamaños de gotas en diferentes episodios de precipitación o incluso dentro del mismo episodio, la relación Z-R puede ser muy variable (Zawadzki, 1984). Esta situación genera resultados diversos en la estimación de precipitación por radar cuando se utiliza una misma relación de conversión de reflectividad radárica a intensidad de precipitación, en eventos de diferentes características meteorológicas. Como único antecedente en Argentina, Della Chiesa (2011) con datos del radar ubicado en Pergamino, evaluando distintas integraciones temporales, concluyó que a mayores montos de precipitación, relacionados con mayores intensidades, aumentó significativamente la dispersión de las diferencias entre medidas de radar y pluviómetros de referencia.

II.1.4 Ajuste meteorológico de precipitación estimada con RM

Existen varios enfoques metodológicos para la corrección de la lluvia derivada de la estimación de radares meteorológicos. En este sentido en la comunidad de investigadores actualmente existe una clara separación entre dos términos que por muchos años se utilizaron indistintamente: “calibración” y “ajuste” (Gjertsen, *et al.*, 2003), así la calibración se entiende como el conjunto de procedimientos aplicados al hardware de un radar para garantizar un rendimiento estable del mismo dentro de las especificaciones dadas y el ajuste meteorológico se describe como un procedimiento aplicado para adaptar las medidas de lluvia estimadas por radar hacia una cantidad deseada, por ejemplo la precipitación registrada en superficie a través de medidores como pluviómetros (Koistinen y Puhakka, 1986) o como cualquier procedimiento mediante el cual las

características de los datos de radar se modifican para que se correspondan lo mejor posible con la cantidad de lluvia medida por pluviómetros de referencia (Michelson, 2003). Algunos métodos de ajuste se focalizan en mantener una relación fija entre reflectividad radar y tasa de precipitación estimada (relación Z-R) y utilizan las observaciones de pluviómetros o colectores de lluvia ubicados en superficie para ajustar las estimaciones derivadas de radar (Wilson y Brandes, 1979). Gjertsen, (2003) clasifica a las técnicas de ajuste de información pluviométrica de radar mediante el uso de pluviómetros en: simples y sofisticadas. Los métodos simples ajustan los datos de radar a partir de comparaciones puntuales con datos de pluviómetros, pudiendo ser el ajuste uniforme, para aquellos casos donde se determina un factor de ajuste medio que se aplica a todos los datos del radar (Harrold, *et al.*, 1974; Barnston y Thomas, 1983;); o variable, donde se admite que los factores de ajuste varían en el espacio y/o en el tiempo. Las técnicas sofisticadas utilizan interpolación óptima o geostadística, siendo algunos ejemplos las técnicas de kriging y cokriging (Krajewski, 1987; Seo *et al.*, 1998), estos métodos aprovechan la información más valiosa de cada fuente: de los pluviómetros el valor cuantitativo de lluvia y del radar la estructura espacial de la precipitación.

Los métodos de ajuste de información pluviométrica estimada por radar con datos de referencia terrestre presentan la ventaja de tratar, en un proceso simple, con todas las fuentes de error que interfieren en el proceso de estimación. Por ejemplo algunas técnicas ajustan a una línea recta los pares de datos radar-pluviómetros co-localizados. (Wilson y Brandes, 1979; Collier, 1986), mediante comparaciones radar-pluviómetros se obtienen factores de corrección aplicables a las medidas radar con el objeto de minimizar su sesgo respecto a los datos de los pluviómetros (Wilson, 1970; Brandes, 1975; Wilson y Brandes, 1979; Gjertsen *et al.*, 2003)

II.2 OBJETIVOS

El primer objetivo de esta sección fue evaluar el desempeño del radar meteorológico de Anguil como estimador de la precipitación meteorológica. Para

ello se estudió la relación entre estimaciones de precipitación acumulada del radar y registros en pluviómetros co-localizados de una red terrestre como referencia.

Se espera que los valores estimados por radar y los de referencia presenten un grado de asociación variable de acuerdo a factores como: la distancia al radar; la intensidad del evento meteorológico; la integración temporal de la imagen de radar y la estación del año. De acuerdo a estas consideraciones se plantearon como supuestos que la dispersión de las diferencias entre valores estimados y de referencia aumentaría con la distancia al radar; que los eventos de precipitación de mayor intensidad producen mayor interferencia en la señal lo que afectaría negativamente la calidad de la estimación del radar; que en respuesta a la climatología local la precisión del radar presentaría variaciones entre los distintos meses del año y el aumento de la integración temporal del dato de radar mejoraría la estimación de lluvia.

El segundo objetivo planteado fue aplicar una corrección meteorológica a los valores estimados por radar. Para ello se evaluaron dos procedimientos de ajuste simples.

II.3 MATERIALES Y METODOS

II.3.1 Materiales

II.3.1.1 Datos de radar meteorológico

Se trabajó con archivos de información proveniente del radar meteorológico de INTA (Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria) ubicado en la Estación Experimental de Anguil, (36,539 S; 63,990 W).

Se trata de un radar doppler de doble polarización que opera en banda C a una frecuencia de 5,64 Ghz y longitud de onda de 5,4 cm, de industria alemana marca Gematronik modelo Meteor 600C. La calibración electrónica del hardware se llevó a cabo durante la instalación del mismo en el año 2009 y periódicamente se verifica la potencia de la señal emitida. La atenuación de la señal normal que

presentan los radares de banda C es mitigada en gran parte mediante parámetros polarimétricos que aplica correcciones a la atenuación del retorno. Su sistema doppler permitió estar configurado para eliminar ecos fijos no meteorológicos.

La antena permite un giro en el sentido horizontal (azimut) y puede elevarse en ángulo vertical hasta 45°. Este radar estuvo configurado para completar una serie de giros a 360° que se repite para 12 ángulos de elevación, entre 0,5° de base y 15,1° de tope en un rango de 240 km (Hartmann, *et al.*, 2010), representando una exploración o escaneo del volumen completo que rodea al radar.

La frecuencia de escaneo se programó cada 10 minutos, y bajo funcionamiento normal totalizó 144 adquisiciones diarias. Como resultado de cada adquisición se generó una cantidad de datos numéricos que caracterizan un volumen tridimensional de la atmósfera situado dentro del haz de radiación, en el rango de los 240 km con centro en la antena. Estos datos corresponden a variables convencionales y polarimétricas que fueron almacenados en archivos, denominados volúmenes, en servidores *in situ*. En este trabajo se utilizaron los volúmenes que contenían la variable: *Z reflectividad*, a los cuales se accedió por vía remota.

Se descargaron archivos con resolución temporal de 10 minutos, durante 3 periodos: primer día de diciembre 2011 al 30 de mayo 2012; primer día de agosto al 31 de octubre de 2012 y primer día de enero al 30 de marzo de 2013. Estos archivos presentaban un formato caracterizado por una sección XLM (Extensive Markup Lenguaje) y una sección de datos en formato binario con compresión, lo que requirió realizar una transformación a un formato ASCII (American Standard Code for Information Interchange) para lectura e interpretación (Hartmann, *et al.*, 2010)

A partir de los archivos de variables de reflectividad (Z) en mm^6/m^3 se estimó la intensidad de precipitación (R) en mm/h . Para ello se utilizó una relación matemática entre estas variables y se mantuvo fija, correspondió a la propuesta por Marshall y Palmer (1948) (Ec 2.6), cuyos parámetros se configuraron a partir del software Rainbow® 5 según protocolo desarrollado por los fabricantes del radar (Gematronik, 2005).

$$Z = 200 R^{1,6} \quad (2.6)$$

Posteriormente y mediante el software se generaron los productos hidrológicos **SRI (Surface Rain Intensity)**. Este algoritmo genera una imagen con valores asociados de intensidad de precipitación en mm/h estimada para cada celda o unidad mínima de la misma. A partir de la integración de los SRI se obtuvo otro producto hidrológico **PAC (Precipitation Accumulation)**. Este fue el dato final analizado en este trabajo que representa un acumulado de lluvia en mm en imágenes de 8 bits que constan de 240 x 240 pixeles con una resolución espacial de 1 km² y 1°, por píxel o celda y resolución temporal de 10 minutos. (Fig. 2.2)

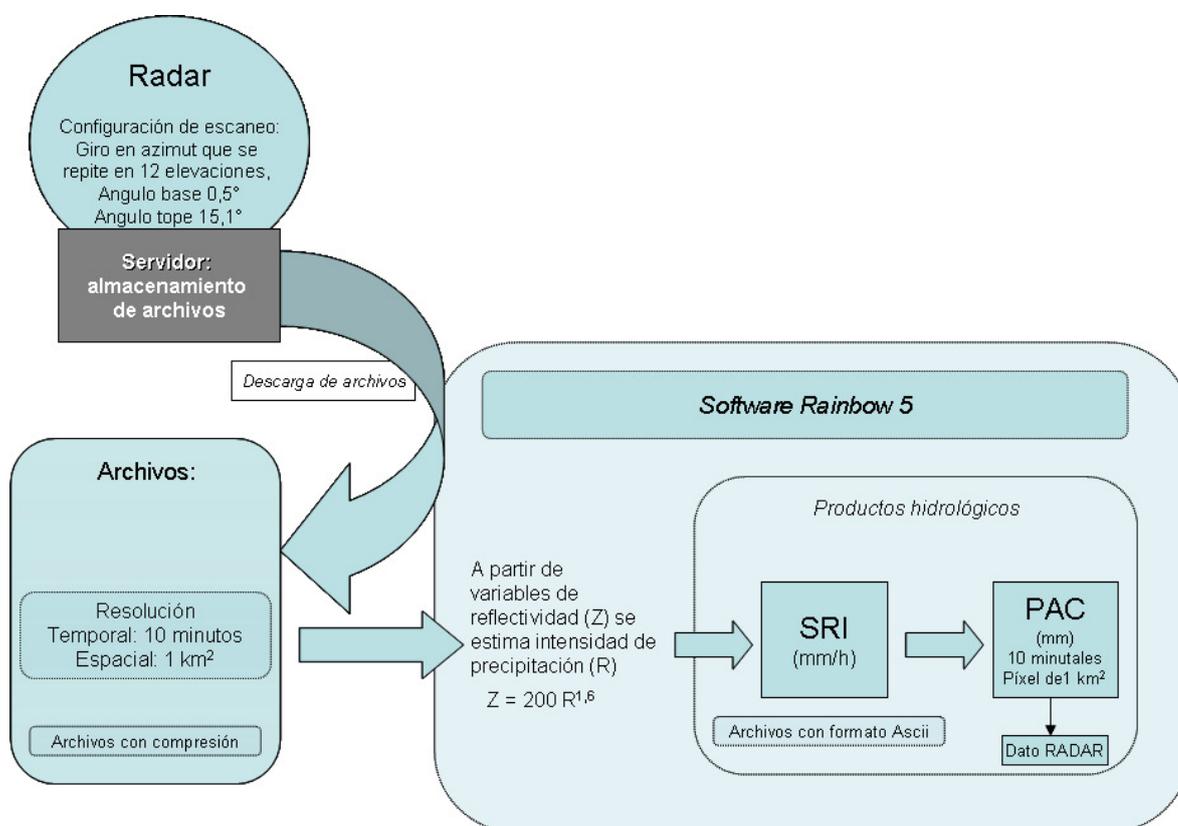


Figura 2.2. Esquema de obtención de datos pluviométricos de radar

II.3.1.2 Datos de estaciones pluviométricas

Se utilizaron en este trabajo datos de precipitación diaria proveniente de una red pluviométrica existente en la provincia de La Pampa. Esta red está compuesta por 95 puntos de observación en diferentes localidades y vincula al personal de la Policía Provincial, como entidad encargada de registrar las lecturas

de precipitación en pluviómetros oficializados por el SMN. Para la realización de este trabajo fueron seleccionados 40 pluviómetros (estaciones). La selección se realizó descartando aquellas estaciones que; estaban fuera del área de cobertura del radar, presentaban registros incompletos o, no cumplían estrictamente con las normas de instalación y mantenimiento de los pluviómetros. Para cada estación seleccionada fueron registradas sus coordenadas geográficas mediante un dispositivo de sistema de posicionamiento global (GPS) (Fig. 2.3).

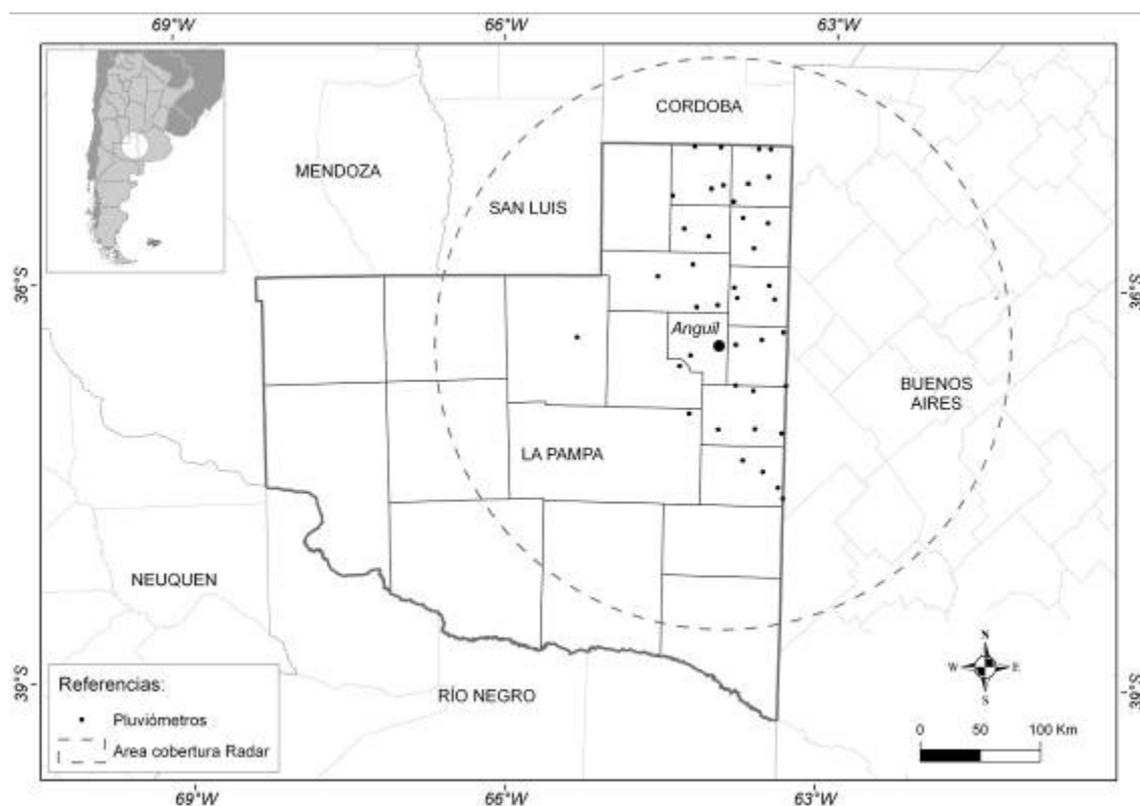


Figura 2.3. Localización geográfica del radar y de las estaciones pluviométricas

Los datos de precipitación correspondieron a registros diarios medidos en mm observados a las 9.00 a.m, correspondientes a un día pluviométrico (9 a.m a 9 a.m) en pluviómetro situado a una altura de 1,5 m desde la superficie del suelo y en un área despejada de acuerdo a normas internacionales y según protocolo de observación del SMN. Fueron excluidos aquellos registros que presentaron inconsistencias de acuerdo a las características de cada suceso de precipitación ocurrido en la zona de ubicación de cada estación. Para esto se llevó un registro de cada evento de lluvia o tormenta ocurrido durante los periodos de selección de información (Fig. 2.4)

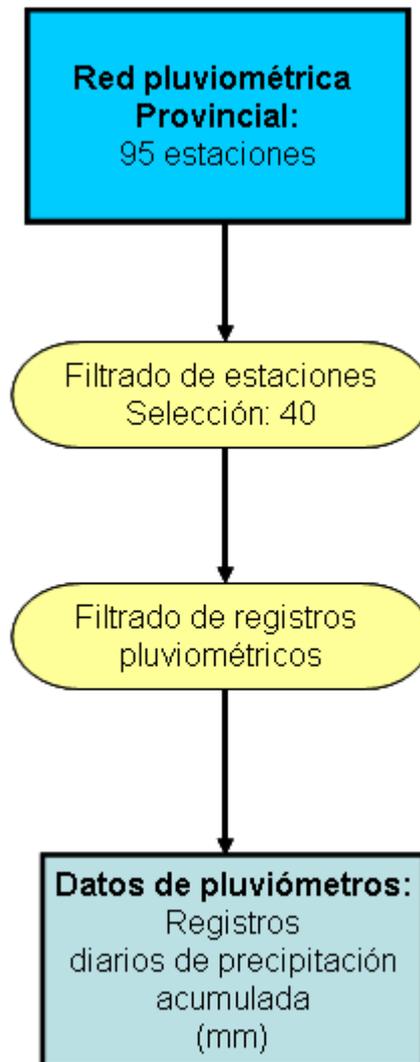


Figura 2.4. Esquema de obtención de datos de estaciones pluviométricas

II.3.2. Metodología

Primer objetivo planteado

Se generaron compuestos de precipitación acumulada en tres integraciones temporales: diarios (24-horarios), decádicos (diez días) y mensuales. Para obtener los compuestos diarios se integraron 144 imágenes obtenidas desde las 9 a.m. a las 9 a.m. del día siguiente, (coincidente con el registro pluviométrico diario medido en las estaciones pluviométricas). Los datos constituidos con menos de 144 imágenes fueron descartados por no tener la integración completa a fin de ser comparables con los acumulados diarios de pluviómetros. Los compuestos decádicos se obtuvieron integrando los compuestos diarios en diez días. Los

compuestos mensuales de radar se obtuvieron integrando los compuestos diarios del día 1º hasta el día 28, 30 ó 31 según el mes considerado. En los casos donde existió faltante de imágenes radar (menos de 144 imágenes diarias) se consideraron días incompletos y fueron reemplazados con la lectura de los pluviómetros correspondiente a ese día (Fig. 2.5).

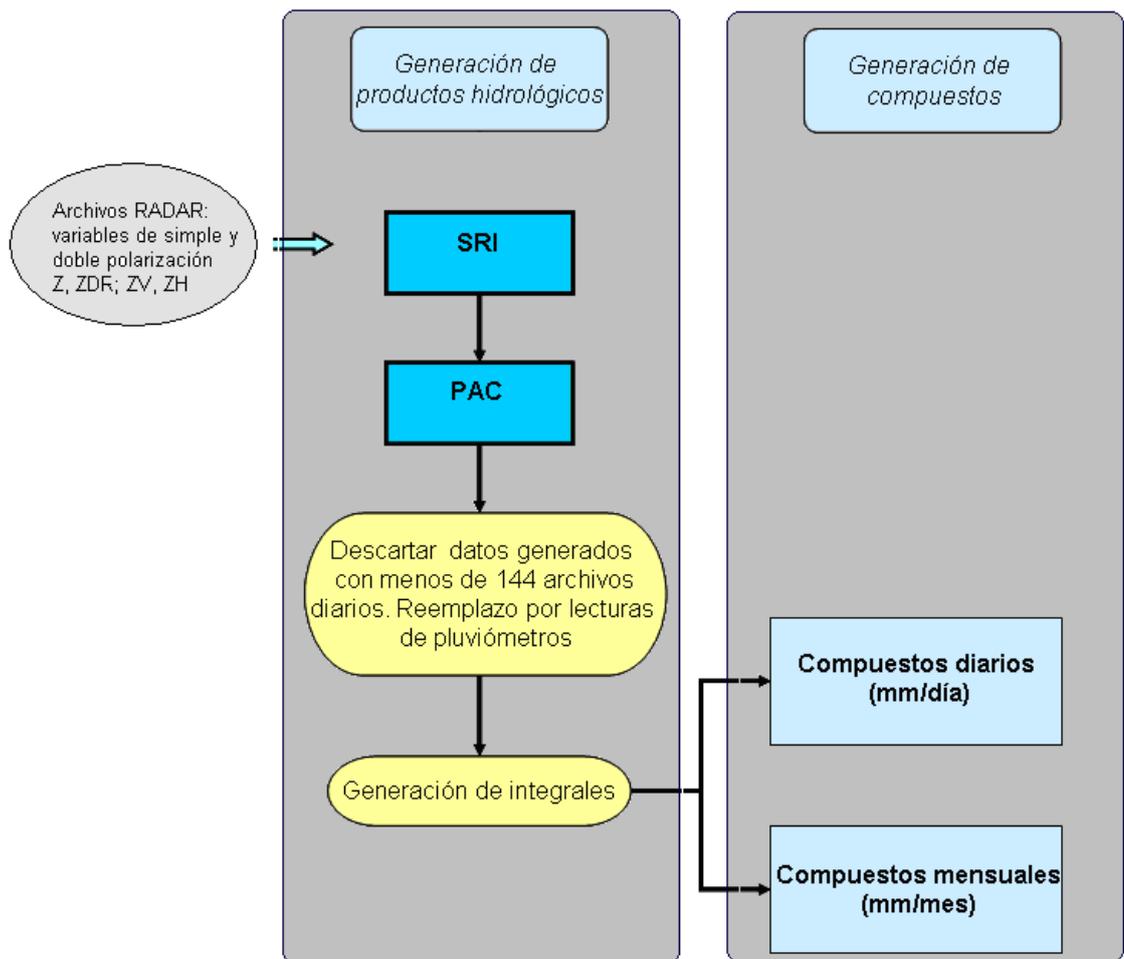


Figura 2.5. Esquema de generación de compuestos radar de precipitación acumulada

Los compuestos de radar fueron divididos en 3 grupos según distancia al centro del radar: hasta 50 km; entre 51 km y 100 km, y más de 100 km (Fig. 2.6).

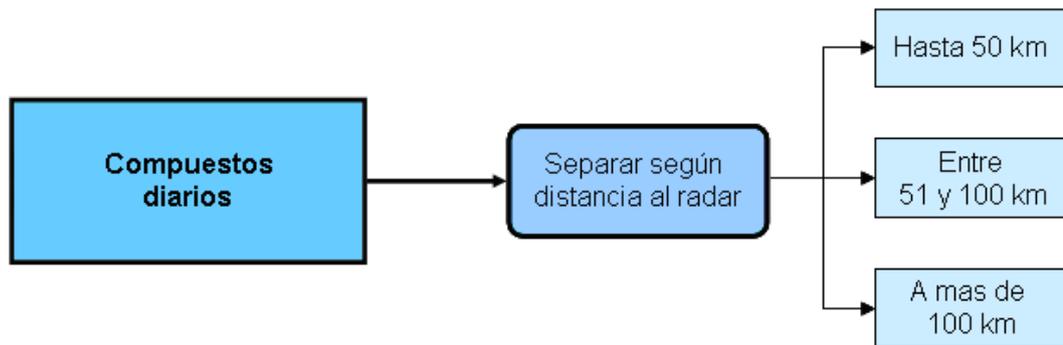


Figura 2.6. Esquema de diferenciación de grupos de datos pluviométricos de radar según distancia

A partir de registros pluviométricos de estaciones y análisis visual de imágenes reflectividad radar se seleccionaron algunas fechas con ocurrencia de eventos de precipitación de diferente intensidad, durante el primer periodo de datos. Sobre las fechas elegidas se generaron los productos SRI y se diferenciaron en dos grupos: lluvias *débiles* a aquellos eventos donde los SRI fueron menores a 10 mm/h y otro grupo de lluvias denominadas *intensas* que presentaron SRI mayor a 10 mm/h, tomando como referencia esos umbrales propuestos por Nzeukou *et al.* (2004). A partir de los SRI se generaron los PAC diarios para cada fecha seleccionada. Se seleccionaron los datos de precipitación acumulada correspondientes a los pluviómetros involucrados en el área contemplada por cada evento seleccionado (Fig. 2.7).

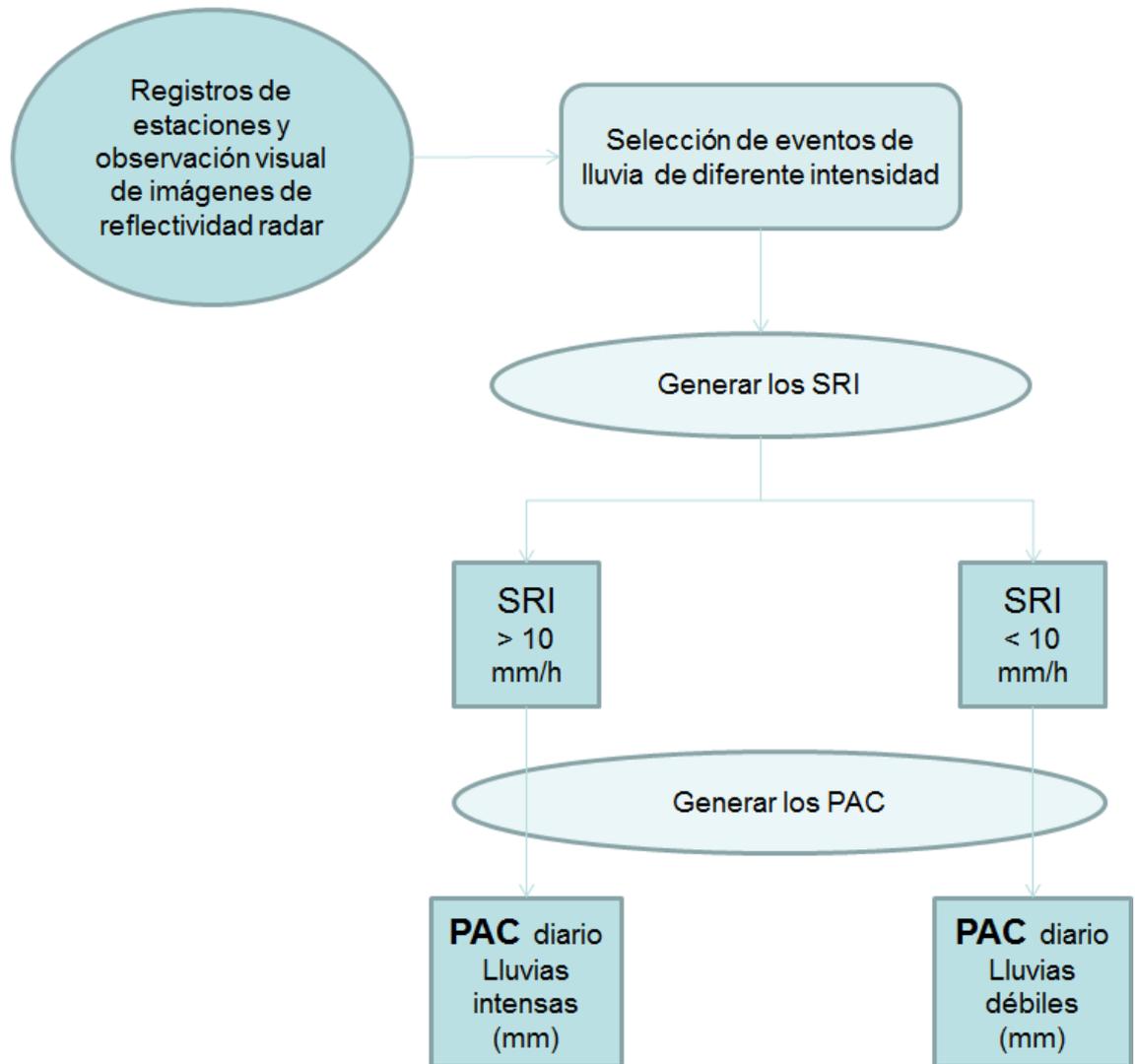


Figura 2.7. Esquema de diferenciación de grupos de datos pluviométricos de radar según intensidad de precipitación

Para coincidir ambas medidas (pixel radar y pluviómetro) en la misma ubicación geográfica, se ingresaron los datos de coordenadas de posición de cada pluviómetro al sistema del radar y así se ubicó el píxel correspondiente de la imagen radar centrado en cada pluviómetro de la muestra.

Con los datos de radar y registros de estaciones pluviométricas se generó una planilla de datos georreferenciada de compuestos diarios, decádicos y mensuales para cada periodo de estudio.

Los análisis llevados a cabo y su interés en la evaluación de los productos estudiados se organizaron de la siguiente manera:

Los compuestos de radar se validaron contra datos de estaciones pluviométricas, y se analizó la relación entre estimaciones de radar y datos de referencia:

- Para tres periodos sucesivos con datos integrados diarios (Fig. 2.8)
- En tres rangos de distancia al radar con datos integrados diarios del periodo 1 (Fig. 2.9)
- En dos intensidades de precipitación con datos integrados diarios del periodo 1 (Fig. 2.10)
- En distintos meses del año, con datos integrados mensuales de los periodos 1 y 2 (Fig. 2.11)
- Con tres integraciones temporales (diarios, decádicos y mensuales) con datos del periodo 1 (Fig. 2.12)

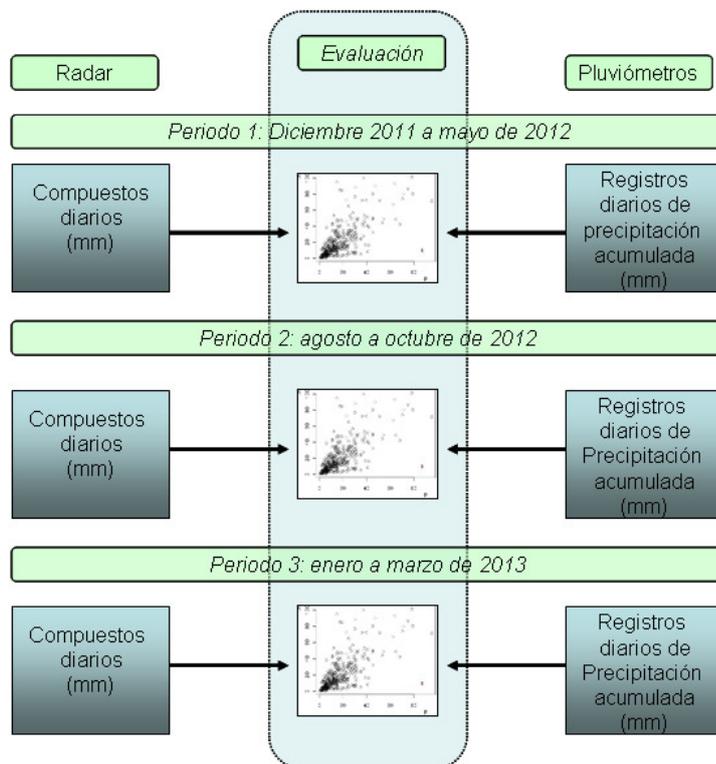


Figura 2.8. Esquema de materiales y métodos utilizados en la evaluación de compuestos de precipitación derivada de RM en tres periodos.

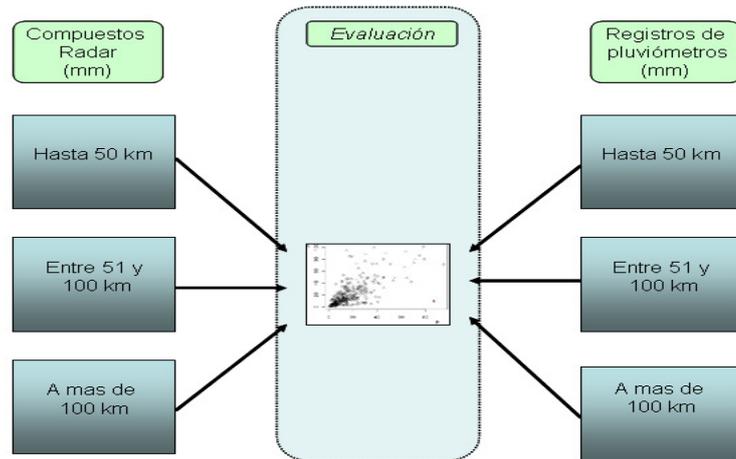


Figura 2.9. Esquema de materiales y métodos utilizados en la evaluación de compuestos de precipitación derivada de RM a diferentes distancias

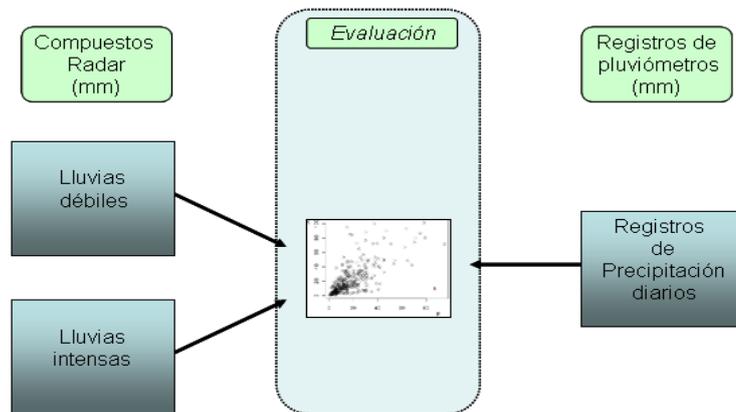


Figura 2.10. Esquema de materiales y métodos utilizados en la evaluación de compuestos de precipitación derivada de RM para diferentes intensidades

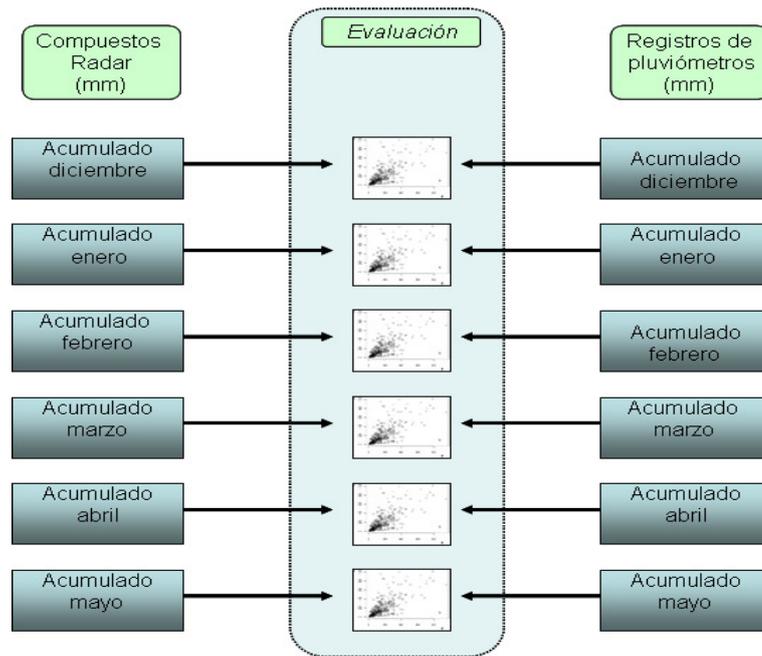


Figura 2.11. Esquema de materiales y métodos utilizados en la evaluación de compuestos de precipitación derivada de RM en diferentes meses

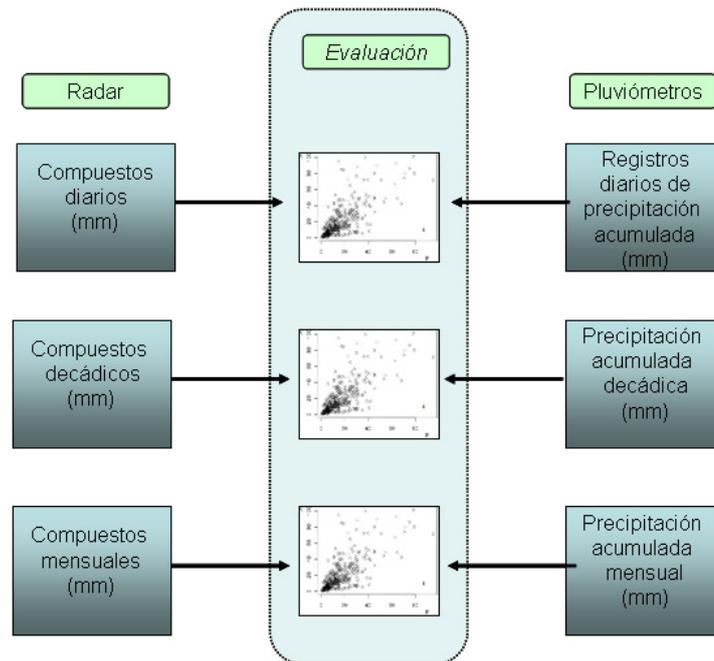


Figura 2.12. Esquema de materiales y métodos utilizados en la evaluación de compuestos de precipitación derivada de RM en distinta integración temporal

Índices para la validación

Se realizó un análisis exploratorio de datos, tanto de radar como de estaciones pluviométricas con el objetivo de detectar la existencia de datos atípicos y la distribución de las variables.

Para la evaluación de las estimaciones de radar respecto a las medidas de referencia se construyeron gráficos de dispersión, mediante estos diagramas se evaluó la linealidad de la relación entre ambas medidas. Se realizaron ajustes lineales mediante el método de mínimos cuadrados, considerando los datos de estaciones pluviométricas como variable regresora y su respectiva estimación por radar como variable dependiente. Para analizar el grado de precisión del modelo lineal se calculó el coeficiente de determinación (R^2). Para analizar el grado de exactitud de los ajustes se trazaron líneas de regresión 1:1 entre ambas variables. Los estadísticos calculados para analizar el grado de exactitud de las estimaciones fueron los parámetros de ajuste lineal (pendiente y ordenada al origen). En todas las comparaciones efectuadas se calculó el coeficiente de Pearson (r) para medir el grado de correlación lineal entre medidas estimadas y de referencia. Para evaluar la significancia de los coeficientes de correlación, y parámetros de ajuste se empleó la prueba estadística t-Student.

Se calcularon los siguientes índices:

El error cuadrático medio (RMSE) medido en mm (ec. 2.7), para evaluar la magnitud del error medio entre ambas muestras. La raíz cuadrada de las diferencias normalizadas evita las cancelaciones que se producen al obtener valores de diferencias positivos y otros negativos.

$$RMSE(mm) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (R_i - P_i)^2}{N}} \quad (2.7)$$

donde P es la lectura del pluviómetro en mm y R es el valor de estimación en mm del radar del píxel co-localizado, N es el tamaño de la muestra.

El error cuadrático medio relativo (%) (RMSEr) (ec. 2.8)

$$RMSEr(\%) = \frac{\sqrt{\sum (R_i - P_i)^2}}{P.N} \quad (2.8)$$

donde P es el promedio de las lecturas registradas en los pluviómetros de la muestra y N es el tamaño de la muestra.

La desviación estándar del error relativa (STDEr), como medida de la dispersión del error entre las estimaciones de radar y medidas de referencia (ec. 2.9).

$$STDE_r = \frac{\sqrt{\sum (err - errx)^2}}{P.N} \quad (2.9)$$

donde *err* es la diferencia entre el valor estimado por radar y el observado por el pluviómetro co-localizado, *errx* es el promedio de estas diferencias, P es el promedio de las lecturas registradas en los pluviómetros de la muestra. N es el tamaño de la muestra.

El sesgo (BIAS), que indica la tendencia de los datos de radar a la sobrestimación (BIAS positivo) o subestimación (BIAS negativo) de la precipitación en comparación con los datos de referencia y es un indicador del error sistemático medio (ec. 2.10).

$$BIAS = \frac{\sum_{i=1}^N R - \sum_{i=1}^N P}{\sum_{i=1}^N P} \quad (2.10)$$

donde $\sum R$ es la sumatoria de todas las estimaciones efectuadas por el radar y $\sum P$ es la sumatoria de las lecturas registradas en los pluviómetros, en todo el periodo evaluado.

Segundo objetivo planteado

A partir de la información pluviométrica registrada durante el periodo diciembre de 2011 a mayo de 2012 se calcularon factores de corrección mediante dos procedimientos de ajuste simples (Gjertsen, 2003) que se detallan a continuación:

- Procedimiento I: determinación de un factor de ajuste Mean Field Bias (F) (Wilson y Brandes., 1979), según la ecuación 2.11. Este factor fue aplicado uniformemente a todas las estimaciones de cada píxel de la imagen del radar para su corrección (ecuación 2.12):

$$F = \frac{\sum_{i=1}^N P}{\sum_{i=1}^N R} \quad (2.11)$$

donde $\sum P$ es la sumatoria de datos de lluvia acumulada diaria registrada por los pluviómetros y $\sum R$ es la sumatoria de los compuestos diarios de radar en los pixeles co-localizados, registrados durante todo el periodo considerado.

$$R_{\text{corregido}} = FxR \quad (2.12)$$

-Procedimiento II: determinación de un factor de ajuste (F) según la ecuación 2.13. Este factor presenta una transformación logarítmica para que la relación matemática entre las medidas de pluviómetros y las estimaciones correspondientes de radar, tienda a estar normalmente distribuida (Cain y Smith, 1976; Koistinen y Michelson, 2002). Es aplicado uniformemente a todas las estimaciones de cada píxel de la imagen del radar para su corrección (ec 2.14).

$$F = \text{Exp}[\overline{\log(P / R)}] \quad (2.13)$$

$$R_{\text{corregido}} = FxR \quad (2.14)$$

Con los factores obtenidos mediante los procedimientos de corrección I y II (CI y CII, respectivamente) se afectaron los productos PAC de lluvia acumulada diaria en dos periodos posteriores de registro de datos:

- Periodo 1: registros obtenidos durante agosto, septiembre y octubre de 2012.
- Periodo 2: registros obtenidos durante enero, febrero y marzo de 2013

Posteriormente los valores corregidos de radar se volvieron a comparar con los acumulados de los pluviómetros correspondientes a cada píxel de la imagen.

La performance de los procedimientos de ajuste aplicados y su comparación con las estimaciones previo al ajuste se evaluó a partir de indicadores como el RMSE (ec. 2.7) y el índice BIAS (ec. 2.8).

II. 4 RESULTADOS Y DISCUSION

II.4.1 Relación entre estimaciones de radar y datos de referencia

Los estadísticos de posición calculados para datos integrados diarios de radar superaron a los correspondientes a los pluviómetros en todos los periodos analizados. El rango de datos de radar fue superior al de los pluviómetros (Tabla 2.2). La distribución de los datos tanto de radar como de pluviómetros presentó asimetría hacia la derecha, se corroboró una distribución distinta a la normal mediante prueba de Shapiro-Wilk.

Tabla 2.2. Medidas de resumen y dispersión para estimaciones de precipitación acumulada diaria de radar y medidas de pluviómetros en tres periodos: (1) 1 diciembre 2011 a 30 mayo 2012, (2) 1 agosto al 31 octubre 2012 y (3) 1 de enero a 31 marzo 2013

Periodo		Valor			Valor	DE
		Min	Media	Mediana	Max	
1	Radar	2	24,4	17	178	24
	Pluviómetros	2	18,8	15	140	18
2	Radar	4,5	27	19,5	107	19,5
	Pluviómetros	5	22,8	19	71	13,2
3	Radar	2	19,4	13,9	88,9	17,2
	Pluviómetros	3	16,6	13	80	14,6

La correlación entre estimaciones radar y medidas de referencia resultaron estadísticamente significativas ($p < 0,05$) en los tres periodos ($r = 0,87, 0,77$ y $0,89$ respectivamente) los ajustes lineales explicaron entre un 59% y 89% de la varianza común entre ambas medidas (Tabla 2.3). Estos resultados fueron coherentes con lo hallado en la bibliografía referida a radares de doble polarización con datos 24-horarios. Holleman, (2006) evaluando productos de software Rainbow con radar de banda C en Holanda, obtuvo correlaciones similares con datos sin corregir y corregidos por atenuación, ($r = 0,79$ y $0,87$) respectivamente. Moreau, et. al., (2009) en Francia obtuvo correlación de 0,8, y 0,85 a 0,92 aplicando un algoritmo de corrección por atenuación. Brandes *et al.*, (1998) obtuvo correlaciones entre 0,78 y 0,95. También con radar en banda C, Hannesen y Gysi (2002) hallaron correlaciones entre 0,48 y 0,64 con distintos algoritmos de acumulación. Sin embargo en la misma región geográfica donde se obtuvieron los datos para este trabajo, Della Chiesa, (2011), con radar de simple polarización ubicado en Pergamino, Argentina, no obtuvo buen ajuste con datos de estaciones pluviométricas ($R^2 = 0,18$). Con el mismo radar de Pergamino de SP y el radar ubicado en Paraná de DP, Hartmann, *et al.* (2010) hallaron alta correlación ($r = 0,92$ para ambos) pero con datos integrados mensualmente. La mejora en los valores de correlación obtenidos con radares de doble polarización podría ser parcialmente explicada debido a que estos radares utilizan mayor cantidad de variables relacionadas con la reflectividad (variables polarimétricas) para estimar la lluvia. Estas medidas proporcionan información adicional relacionada con las características de la distribución del tamaño de las gotas proporcionando mayor precisión en las estimaciones de la precipitación (Bringi, *et al.*, 1982; Zrníc y Ryzhkov, 1999). En comparación con información pluviométrica realizada con teledetección satelital Magliano *et al.*, (2012) con productos de radar montado sobre satélite (TRMM Tropical Rainfall Measuring Mission, NASA-JAXA) y sobre la misma región estudiada no encontraron buenas correlaciones con datos de estaciones pluviométricas a escala diaria ($r = 0,1$).

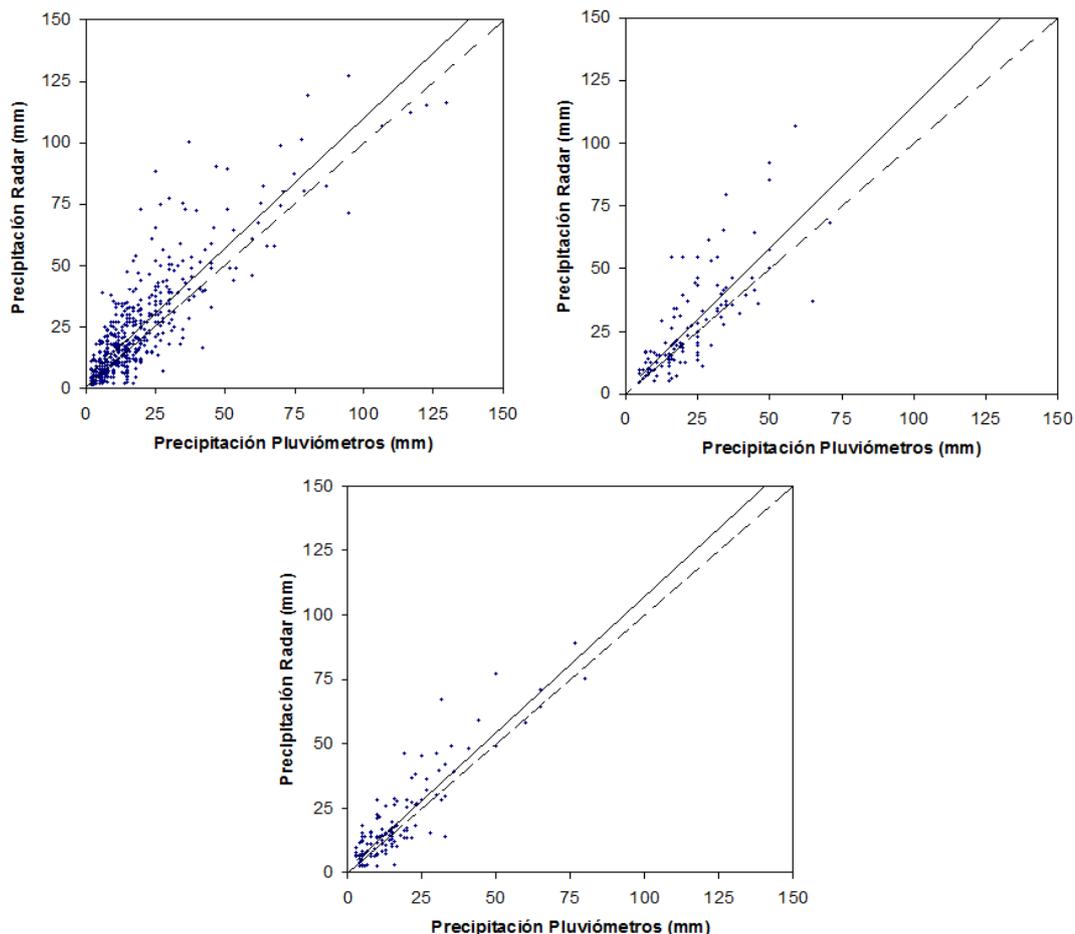


Figura 2.13. Gráficos de dispersión y ajuste lineal (línea llena) entre la precipitación diaria estimada por radar y la observada en pluviómetros de referencia. Periodo 1 (Izq. Arr.), periodo 2 (Der. Arr.) y periodo 3 (Abajo). La línea punteada representa la relación 1:1

A partir de los diagramas de dispersión de la figura 2.13 se observó la linealidad de los valores de precipitación estimados por el radar respecto a la referencia. Ambos conjuntos de datos presentaron ajuste lineal significativo ($p < 0.05$) en los tres periodos estudiados, lo que implica que las rectas ajustadas presentaron pendientes estadísticamente distintas de 0 (Tabla 2.3). Las pendientes de las rectas obtenidas para cada periodo no mostraron diferencias estadísticamente significativas al 5%.

Tabla 2.3. Parámetros de error sistemático medio y de ajuste lineal para 3 periodos de estudio

Periodo	BIAS	β_0	β_1	R^2
1	0,26	3,74	1,06	0,74
2	0,19	1,12	1,13	0,59
3	0,17	1,05	1,9	0,89

Los valores de error sistemático medio hallados (Tabla 2.3) son coherentes con la literatura, Harrison, *et al.*, (2000) con radar de banda C, obtuvo valores de 0,83 a 1,3 con datos no corregidos y de 0,28 luego de aplicar correcciones por atenuación y Perfil Vertical de Reflectividad (PVR). Sin embargo con datos radar sin calibraciones previas el valor de BIAS muy frecuentemente supera el factor de 2 o más (Harrold *et al.*, 1974; Wilson y Brandes, 1979; Zawadzki, 1984; Joss y Waldvogel, 1990; Meischner *et al.*, 1997).

Mediante los parámetros de ajuste y el error sistemático (signo positivo para los tres periodos) se ha podido identificar una tendencia en la relación entre los pares de datos (Hannesen y Gysi, 2002) que resulta en una sobreestimación global del radar de la cantidad de lluvia respecto a la referencia, entre un 17 y 26% y la existencia de una componente sistemática del error. Esta sobreestimación se confirmó estadísticamente mediante prueba t de diferencia de medias para los tres periodos ($p < 0,05$). Con los radares ubicados en la región pampeana argentina, Hartmann, *et al.*, (2010) encontró subestimación de los valores de lluvia con el radar de SP de Pergamino y sobreestimación con el radar de DP de Paraná, en un solo periodo de datos y con acumulaciones mensuales.

La tendencia a la sobreestimación se verifica para los tres periodos sucesivos analizados en este trabajo, lo que permitió inferir que no existieron variaciones marcadas del error sistemático en el tiempo. Dentro de las posibles causas que podrían explicar la tendencia a la sobreestimación del radar en todo el dominio de datos, se encuentra la posible inexactitud de la constante de calibración del radar (Smith y Krajewski, 1991; Kitchen y Blackall 1992; Smith *et al.*, 1996; Anagnostou, *et al.*, 1998). Más precisamente la incertidumbre de la correcta intensidad de la potencia de emisión, causando sobreestimación de la reflectividad con una consecuente sobreestimación cuantitativa de la lluvia. Otras causas posibles de sobreestimación de reflectividad es la presencia de lo que se denomina banda brillante (Vignal *et al.*, 1999; Bordoy, *et al.*, 2009); la presencia de precipitación sólida o granizo (ambos relacionados con el tipo de precipitación), y la propagación anómala (Rinehart, 2007). Sin embargo, estas condiciones se producen de manera aleatoria y no constantes en el tiempo y en el espacio como para determinar un sesgo sistemático.

A partir de los gráficos de la figura 2.13 se observaron variaciones en la

dispersión del error (R-P) a lo largo de las rectas, con un marcado aumento a partir de valores de precipitación acumulada diaria de 20 mm aproximadamente.

La dispersión del error, en todo el dominio de datos y principalmente a partir de determinado valor de lluvia acumulada permitió inferir que existieron efectos aleatorios causantes de error en las estimaciones, además de la existencia de una componente sistemática. Los efectos aleatorios están relacionados con múltiples factores de error en las estimaciones de radar, bien estudiados en la bibliografía sobre el tema. Dentro de ellos podemos mencionar a los relacionados a la variabilidad de los eventos que ocurrió en cada periodo, a las diferentes distancias y alturas de detección de la lluvia, a la intensidad variable de la precipitación entre eventos y en un mismo evento, al tipo de precipitaciones (estratiforme, convectivas o ambos al mismo tiempo) y a la atenuación de la señal de emisión, relacionada con las características del mismo radar y con la intensidad y tipo de precipitaciones ocurridas durante el estudio (Sauvageot, 1994; Krajewski y Smith, 2002; Lee *et al.*, 2007; Rinehart, 2007).

II.4.2 Distancia al radar

Los ajustes lineales por mínimos cuadrados resultaron significativos para los tres grupos de distancia analizados ($p < 0,05$). Las estaciones ubicadas a menos de 50 km de distancia al radar presentaron un mejor grado de precisión. No se encontraron diferencias estadísticamente significativas cuando se compararon las pendientes de las rectas de ajuste de los tres grupos ($p < 0,05$). (Tabla 2.4).

Tabla 2.4. Parámetros de los ajustes por mínimos cuadrados obtenidos de las estimaciones de precipitación derivada de radar en función de la observada en pluviómetros en tres distancias al radar, durante el periodo 1

<i>km</i>	<i>n</i>	R^2	β_0	β_1
Hasta 50	123	0,75	4,6	0,93
Entre 51 y 100	189	0,66	3,7	1,09
Mas de 100	196	0,61	4,6	1,03

Se evidenció un notorio aumento de la dispersión del error en las estaciones ubicadas a más de 50 km. a partir de un umbral aproximado a los 20 mm diarios (Fig. 2.14). Esto se confirmó a través de los índices de dispersión que

figuran en la tabla 2.5. Estos resultados permitieron inferir que en las estaciones más alejadas, las lluvias más intensas se estimaron con mayor variabilidad que en las estaciones ubicadas en radios más cercanos al radar.

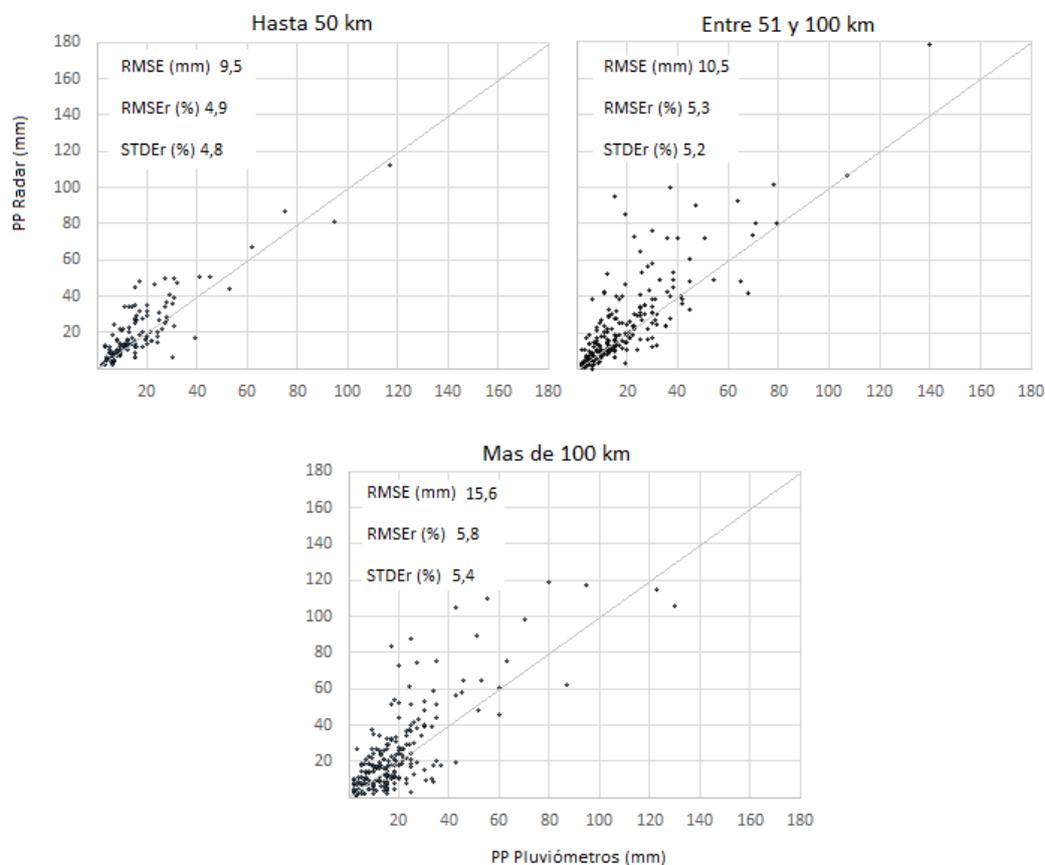


Figura 2.14. Gráficos de dispersión entre la precipitación diaria estimada por radar y la observada en pluviómetros de referencia, durante el periodo 1, en 3 distancias al radar. La línea representa la relación 1:1

Múltiples investigaciones coincidieron en una fuerte implicancia del factor distancia sobre las estimativas de lluvia de RM. Wilson, (1976); Fabry *et al.* (1992); Kitchen y Jackson (1993); Koistinen *et al.* (2003), concluyeron en que las diferencias en milímetros estimadas por radar y registradas en pluviómetros en la misma ubicación, aumentan a medida que las estimaciones se efectúan más lejos al sensor. Bech, *et al.* (2007) en el norte europeo, y Bordoy, *et al.* (2010) en España observaron cómo en general el error sistemático respecto a medidas pluviométricas aumentó a medida que se incrementó la distancia al radar. Kitchen y Jackson (1993) en el Reino Unido, y Llord (2010) en España, encontraron que la correlación lineal en comparaciones radar-pluviómetro decrecía conforme aumentaba la distancia al radar.

El rango de valores de RMSE para todas las distancias evaluadas (12 a 172 km) fue de 6,2 a 22,2 mm. El índice calculado para las estaciones ubicadas a más de 100 km presentó diferencia estadísticamente significativa respecto a los índices obtenidos con los otros dos grupos a distancias menores (Tabla 2.5)

Tabla 2.5. Índices de error y dispersión calculados por estación y promediados según tres distancias al radar. Datos del periodo I

km	Hasta 50	Entre 51 y 100	Más de 100
RMSE (mm)	9,5	10,5	15,6
RMSE rel (%)	4,9	5,3	5,8
STDE rel (%)	4,8	5,2	5,4

Los RMSE obtenidos fueron coherentes con valores citados en la literatura con radares de doble polarización y acumulaciones 24-horarios, por ejemplo Jayakrishnan *et al* (2004) en EE.UU obtuvo RMSE entre 4 y 24 mm, Bordoy *et al* (2010) obtuvo errores cuadráticos entre 2,14 a 10 mm y 8 a 28,7 mm durante episodios invernales y estivales respectivamente en comparaciones de diferentes configuraciones de productos estimativos de lluvia con RM en España.

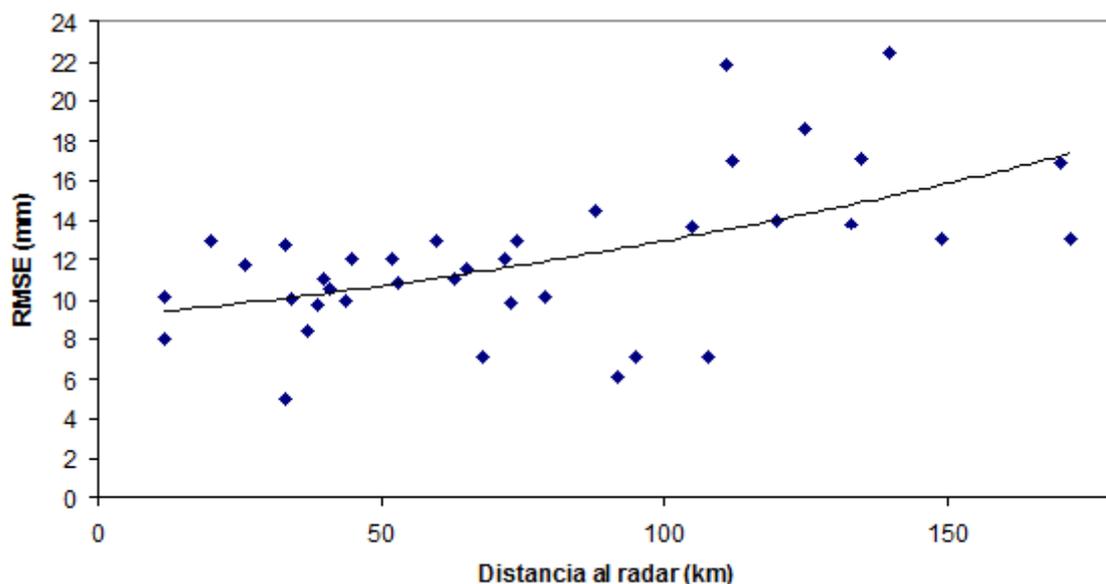


Figura 2.15. Representación de los RMSE calculados para las estaciones de la muestra en función de la distancia al radar, con datos del periodo 1. La línea representa tendencia

Se observó una tendencia al aumento de las diferencias, en términos de

RMSE, a medida que las comparaciones se alejan del radar y un incremento de la dispersión muy marcado a partir de 90 km aproximadamente (Fig. 2.15). Resultados similares obtuvo Pastor García (2013) los RMSE aumentaban con la distancia y los mayores índices los halló entre 80 y 130 km, con un máximo de situaciones en 110 km de distancia al radar. Kitchen y Jackson, (1993) concluyeron que a distancias mayores a 100 km las medidas de referencia superaban en un valor de 2 a las estimaciones. Collier (1986) observó que a partir de 80 km el radar subestimaba la precipitación registrada por los pluviómetros en forma creciente con la distancia, más precisamente en un factor de 1:4 a 120 km y 1:8 a 160 km. Similares resultados obtuvo Llorca (2010), quien corroboró que a partir de 20 km de distancia comenzaba un aumento sostenido de la dispersión del error.

Afirmar que existe una distancia umbral a partir de la cual un RM pierde significativamente su precisión como estimador de lluvia es un tema controvertido en la investigación existente, debido a que se ha demostrado que existen múltiples factores influyentes para cada situación particular que hacen variar ampliamente la distancia umbral (Collier, 1986; Joss y Waldvogel, 1990; Fabry *et al.*, 1992; Kitchen y Jackson, 1993), sin embargo son numerosos los trabajos que coinciden en que a distancias mayores a 100 km no deben esperarse estimaciones cuantitativas precisas con radar. Para el menor ángulo de elevación ($0,5^\circ$) el haz de radiación alcanza a 1,5 km de altura respecto del nivel del mar, a 100 km de distancia al radar, y aproximadamente a 6 km de altura a 250 km de distancia (Rinehart, 2007), por eso, al tomar directamente las medidas del radar como representativas del valor de reflectividad en el suelo se cometen errores cuya magnitud depende de la importancia de la variación vertical de la reflectividad.

Es amplia la bibliografía sobre el tema que argumenta el efecto distancia como distorsivo de las estimaciones de radar. Las estimaciones de lluvia a nivel del suelo se infieren de los datos de reflectividad medidos por el radar en la primera elevación del barrido volumétrico, lo que se conoce como Perfil Vertical de Reflectividad (PVR). A medida que aumenta la distancia al sensor se produce un incremento de la altura de la estimación y por consiguiente en el PVR ocurren fuertes variaciones debido a fenómenos como evaporación o incremento de la precipitación, corrientes verticales o cambios de fase de las partículas de agua. El

error causado por el incremento de la altura de muestreo depende de la variación vertical de la reflectividad entre la altura muestreada y la superficie. Cabe esperar que cuanto mayor sea la altura de muestreo, esto es, cuanto más alejado del radar se encuentre el volumen de muestreo, mayor sea la posibilidad de una diferencia de reflectividad importante entre los dos niveles (Fatorelli, 1999; Franco 2008).

El radar de Anguil utilizó una configuración teórica de PVR y se mantuvo constante en la distancia y en el tiempo. Es probable que esta configuración obtenga diferentes resultados al variar la distancia de estimación o no sea la más adecuada para cada distancia, ya que no existen estudios preliminares efectuados para el radar de Anguil con distintas configuraciones de PVR para evaluar su desempeño. Numerosos métodos se han propuesto en la investigación sobre el tema para la corrección del error asociado a la variación vertical de la reflectividad con la distancia (Zawadzki *et al.*, 1986; Koistinen, 1991; Joss y Lee, 1995; Vignal, *et al.*, 1999; Franco, 2008), y su desarrollo depende de las características del propio radar y la climatología de la zona donde está instalado. La corrección del PVR ha sido incorporada a la operación de varias redes de RM como la de Suiza (Joss y Lee, 1995) o España (Aguado, 1999).

II.4.3 Intensidad de la precipitación

A partir de los gráficos de dispersión y ajuste lineal de la Fig. 2.13 fue posible inferir que la dispersión del error estuvo relacionada con los montos de lluvia, haciéndose más evidente un aumento a partir de los 20 mm diarios. Tal como afirman cuantiosos trabajos relacionados con estimación de lluvia por radar, la intensidad de precipitación junto con las características de cada evento en particular son variables que afectan los resultados de las estimaciones de RM (Harrold, *et al.*, 1974; Wilson y Brandes, 1979; Klazura y Kelly, 1995). De manera general la intensidad de la precipitación está relacionada con los montos acumulados en superficie, las lluvias más intensas acumulan mayores montos en un tiempo considerado respecto de lluvias con menor intensidad en el mismo periodo.

Considerando los umbrales de intensidad previamente definidos en la metodología, se analizaron de manera individual distintos eventos de lluvia con una duración definida y que afectaron un área determinada, involucrando varios

pluviómetros de referencia, para el análisis de cada una por separado.

Tabla 2.6. Análisis de tormentas individuales según intensidad: a) lluvias débiles (< 10 mm/h); b) lluvias intensas (> 10 mm/h). P/R promedio= promedio de los ratios entre las medidas de pluviómetro y la estimación en el píxel correspondiente de la imagen del radar en cada evento. CV=coeficiente de variación

a)			Dispersión relativa de P/R	
Tormenta	N° de pluviómetros	P/R promedio	CV (%)	CV promedio (%)
1	13	0,88	34,9	39,9
2	20	0,96	48,4	
3	13	0,8	36,3	
4	13	0,92	55,6	
5	16	0,97	41,3	
6	14	0,64	23,3	
b)			Dispersión relativa de P/R	
Tormenta	N° de pluviómetros	P/R promedio	CV (%)	CV promedio (%)
1	13	0,81	40,2	51,4
2	12	0,98	61	
3	15	0,91	52	
4	12	0,65	47,5	
5	13	0,79	61,5	
6	11	0,82	46	

La relación P/R promedio tomó valores por debajo de 1 en todos los eventos analizados, confirmando la sobreestimación de la lluvia por radar independientemente de la intensidad y características de cada evento. La dispersión relativa de la relación P/R resultó mayor para eventos de lluvias intensas (Tabla 2.6),

De acuerdo con Lee *et al.*, (2006) a mayor intensidad de lluvia más interferencias se producen en la señal del radar y mayor error de estimación se produce. Varios autores coincidieron en que el ratio P/R típicamente varía de tormenta a tormenta cuando la precipitación acumulada se estima a partir de la reflectividad radar (Harrold *et al.*, 1974; Wilson y Brandes, 1979; Klazura y Kelly, 1995) y frecuentemente alcanza a un factor de 2 (Sauvageot, 1994). La variación del error de estimación de radar que se produce evento a evento de lluvia está relacionada a la variabilidad temporal y espacial en la distribución de tamaño de las gotas. Para estimar la tasa de precipitación (R) a partir de reflectividad (Z) se aplica en la configuración del producto de lluvia por radar, una relación funcional Z-R de la forma: $Z = aR^b$. Los coeficientes a y b dependen de la distribución de diámetros de las gotas y por lo tanto de las características del evento climatológico. Según Brandes *et al.*, (1998) y Rosengaus (1999) la variación del error de estimación que se produce evento a evento, está relacionada al uso de

una misma relación Z-R en tormentas que difieren en sus características, estableciendo un límite definitivo a su precisión.

Wilson y Brandes (1979) afirmaron que la utilidad de una sola relación de conversión de Z a R en diferentes tipos de tormentas está indicada por la variabilidad en la relación P/R. De acuerdo con esto y los resultados obtenidos en este trabajo, la relación Z-R utilizada en la configuración del producto evaluado, en principio estimaría de manera más homogénea las lluvias débiles que las lluvias de mayor intensidad, considerando que los coeficientes utilizados en la configuración del producto radar son aplicables a eventos de tipo estratiforme en latitudes medias (Marshall y Palmer, 1948). Sin embargo los eventos muy intensos presentarían errores considerables de estimación. En la Región Pampeana los eventos de mayor intensidad de origen convectivo son producidos en estación primavera-estival (Hoffman, 1988; Roberto *et al.*, 1994; Sarochar *et al.*, 2005) siendo los que aportan milímetros de agua considerables para su utilización en actividades agropecuarias.

Como único antecedente en la Región Pampeana Argentina, y con el RM ubicado en Ezeiza (Bs.As.), Vidal *et al.* (2012) a través de regresiones lineales con las variables Z y R, y mediante la utilización de disdrómetros, determinaron coeficientes 306,8 para a y 1,57 para b, considerando las condiciones climatológicas dominantes de la región.

II.4.4 Estación del año

Con la integración mensual del dato se evaluó el comportamiento de las estimaciones en diferentes meses del año. Durante el periodo 1 el RMSEr presentó variaciones importantes entre los meses considerados en este análisis, tomando valores más altos en enero, febrero y marzo, siendo los meses donde mayor cantidad de milímetros aportaron las lluvias. Dicho de otro modo en los meses donde ocurrieron mayores precipitaciones, la diferencia entre estimaciones radar y registros de referencia fue mayor. Esto fue un indicio de que existió una relación entre la precisión del radar y el nivel de precipitación registrado. El mes de febrero presentó una marcada diferencia en la dispersión del error respecto a los otros meses, este comportamiento fue atribuido a la ocurrencia de varios eventos de mayor intensidad de PP durante este mes y de tormentas con granizo

y vientos intensos, que causaron mayores interferencias en la señal radar. Por otro lado la mayor diferencia entre las estimaciones y medidas de referencia también podrían explicarse en el hecho de que los pluviómetros miden con mayor error la columna de agua en presencia de viento y granizo, incrementando el error de representatividad, debido a que no captan en un solo punto de medición la variabilidad espacio-temporal de la PP (Kitchen y Blackall, 1992). Los meses de otoño y primavera presentaron los mínimos errores relativos y coeficientes de dispersión (Tabla 2.7). Della Chiesa (2011) en la región pampeana, estudiando la variación intra-anual de la precisión del RM de Pergamino obtuvo los mejores resultados durante los meses de septiembre y octubre y los peores resultados en febrero. En España Bordoy *et al.* (2010) halló los mayores errores cuadráticos entre estimativas de RM y medidas pluviométricas terrestres durante episodios de verano, que en varios casos superaban en un factor de 3 a los índices calculados en episodios invernales.

Tabla 2.7. Coeficientes de correlación, error relativo y dispersión del error según meses para datos mensuales en el periodo 1 y 2. (MPP pluv: monto promedio de PP registrado por pluviómetros)

	Periodo 1						Periodo 2	
	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	SEP	OCT
<i>r</i>	0,81	0,63	0,85	0,87	0,76	0,87	0,77	0,72
RMSEr (%)	3,6	5,1	7,6	4,9	4,1	2,3	1,3	2,1
CV error (%)	91,3	77,3	119,7	92,3	92,2	89,7	46,3	58
MPP pluv (mm)	32	115	157	96	53	33	20	28

Asimismo, el fenómeno de atenuación o pérdida de potencia de la señal a medida que se propaga en la atmósfera es intensificado durante las PP intensas y también en presencia de granizo (Battan, 1973; Zawadzki, 1984; Rinehart, 2007). Este efecto podría explicar la mayor dispersión del error ocurrido durante y entre los episodios ocurridos en la estación estival, ocasionando subestimaciones y sobreestimaciones de la reflectividad de manera alternada. La atenuación de la señal debida a la precipitación en radares de banda C, (como el estudiado en este trabajo) es muy significativa pudiendo alcanzar valores del 80% para intensidades de lluvia de 5 mm/h (Zawadzki, 1984).

II.4.5 Integración temporal del dato

Con la integración mensual del dato se obtuvo el mejor grado de precisión y los menores índices de error (tabla 2.8). Correlaciones similares habían hallado Hartmann *et al.*, (2010) con los radares ubicados en la misma región geográfica para acumulaciones mensuales. Della Chiesa (2011) con el radar ubicado en Pergamino halló diferencias al integrar temporalmente los datos, no encontrando buenos ajustes con acumulaciones diarias, pero con un notable aumento de la precisión al integrarlas semanal, quincenal y mensualmente.

Tabla 2.8. Coeficiente de determinación de ajuste lineal y error cuadrático medio relativo para distintas integraciones temporales durante el periodo 1.

INTEGRACIÓN	R ²	RMSE rel (%)	BIAS
DIARIO	0,74	5,3	0,26
DECÁDICO	0,76	6,4	0,26
MENSUAL	0,9	1,7	0,24

La lluvia es caracterizada por una fuerte irregularidad en el tiempo, por eso a medida de que se integren las observaciones tenderá a mejorar la precisión de las estimaciones. La integración en 10 días no presentó diferencias significativas respecto al acumulado diario, aunque obtuvo un menor índice de error relativo. Si bien la integración temporal mejora el dato en este trabajo se encontró una aceptable precisión a escala diaria. Los acumulados diarios pueden ser indicador razonablemente bueno de la precisión del algoritmo de estimación de precipitación con radar (Gjertsen *et al.*, 2003)

A partir de la integración del dato mensual se hizo más evidente la tendencia a la sobreestimación de radar en todo el dominio de datos (Fig. 2.16)

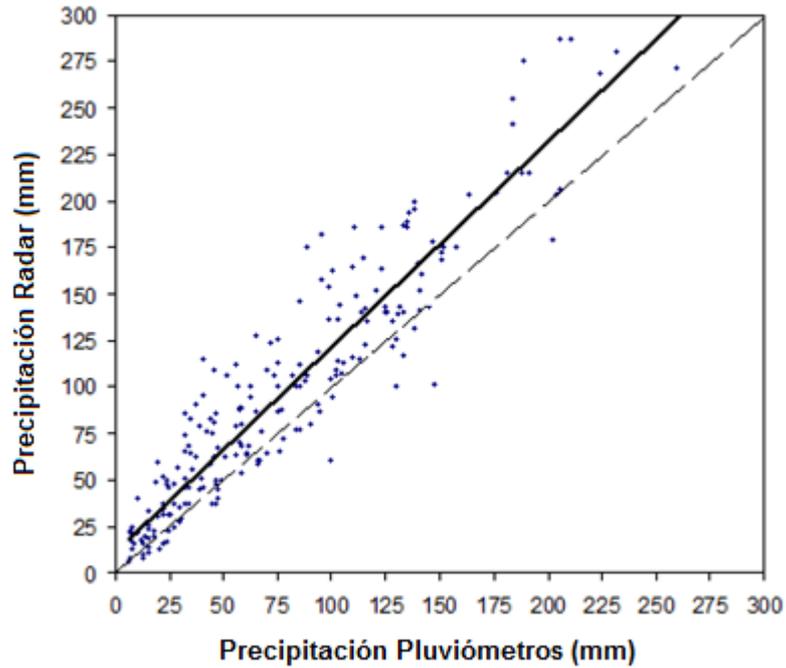


Figura 2.16. Gráfico de dispersión y ajuste lineal entre el compuesto mensual de precipitación estimado por radar y la precipitación observada en pluviómetros de referencia. La línea cortada representa la relación 1:1

II.4.6 Corrección meteorológica a los valores estimados por radar

A partir de los gráficos de dispersión de las figuras 2.17 y 2.18, se observó cómo las rectas de ajuste obtenidas luego de la aplicación de las correcciones se aproximaron más hacia la recta 1:1 en ambos periodos, en comparación con los datos previo al ajuste, mejorando la exactitud del modelo.

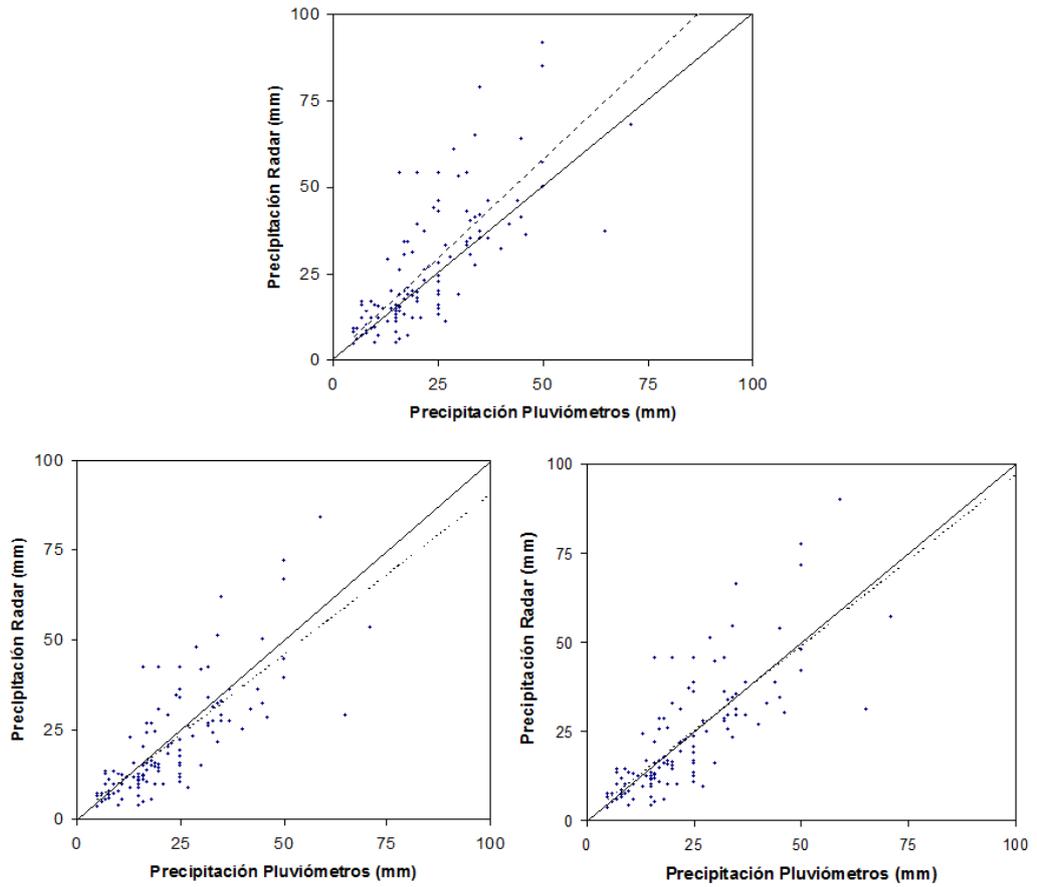


Figura 2.17. Gráficos de dispersión y ajuste lineal (línea partida) entre la precipitación diaria estimada por radar y la observada en pluviómetros de referencia para el periodo 1. Datos radar sin ajustar (arr). Datos radar aplicando la corrección I (abajo izq.), datos radar aplicando la corrección II (abajo der.) La línea llena representa la relación 1:1

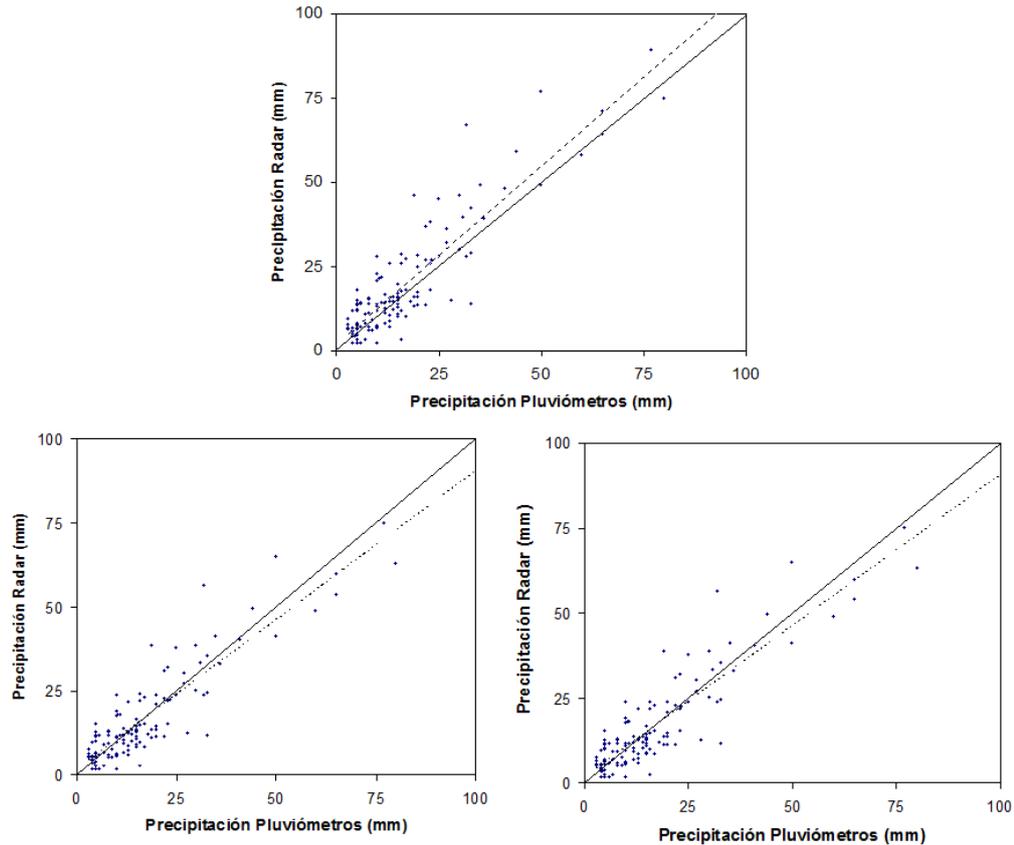


Figura 2.18. Gráficos de dispersión y ajuste lineal (línea partida) entre la precipitación diaria estimada por radar y la observada en pluviómetros de referencia para el periodo 2. Datos radar sin ajustar (arr.). Datos radar aplicando la corrección I (abajo izq.), datos radar aplicando la corrección II (abajo der.) La línea llena representa la relación 1:1

Como resultado de la aplicación de las dos correcciones se evidenció una mejora de todos los índices calculados en ambos periodos. Con la corrección I el RMSE disminuyó un 19,5% y 25% para los periodos 1 y 2, respectivamente. Aplicando la corrección II, este índice disminuyó un 17% para el periodo 1 y 21% para el periodo 2 (Tabla 2.9). Woodley *et al.* (1974); Brandes, (1975) y Huff y Towery, (1978), aplicaron factores de ajuste obtenidos mediante la comparación de estimaciones radar y medidas pluviométricas. Estos trabajos lograron reducir el error promedio entre un 30 y 75% con estimaciones de RM de simple polarización. Wilson y Brandes, (1979) lograron reducir la diferencia entre ambos medidores a valores de entre 10 a 30% mediante la comparación con información proveniente de redes de pluviómetros, sus resultados mejoraron entre 10 y 20%, al aumentar la densidad de pluviómetros utilizados.

Tabla 2.9. Índices comparativos de los resultados obtenidos al aplicar dos correcciones a dos periodos diferentes

PERIODO		RMSE (mm)
1	Previo a corrección	13,2
	Corrección I	9,9
	Corrección II	10,4
2	Previo a corrección	8,2
	Corrección I	6,6
	Corrección II	6,8

En términos de eficiencia el modelo I superó al modelo de corrección II. Las correcciones también lograron reducir el error sistemático medio, encontrando el mejor resultado con la corrección II en el periodo 1. (Fig. 2.19)

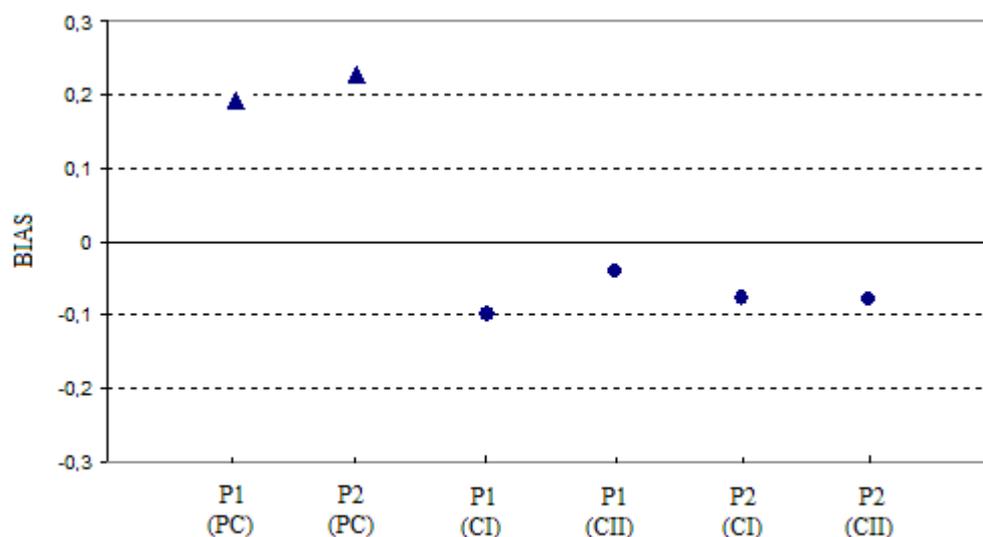


Figura 2.19. Variación del BIAS previo a la aplicación de procedimientos de corrección (PC) y luego de las correcciones I (CI) y II (CII). P1 y P2 son periodo de registro 1 y 2 respectivamente.

II.5 CONCLUSIONES

En esta sección se evaluó el desempeño del radar de Anguil como estimador de la precipitación en su área geográfica de influencia, y bajo condiciones meteorológicas zonales. Se estudió la relación entre datos radar y referencia pluviométrica de una red terrestre, bajo su cobertura espacial en tres periodos sucesivos, a partir de esta relación se propusieron factores de corrección aplicables a las medidas radar para reducir errores sistemáticos.

Se halló una correlación moderada a alta entre ambos conjuntos de datos. Los buenos ajustes encontrados entre los valores de PP estimados respecto de los valores de referencia revelaron en principio la capacidad del RM para representar la distribución espacial de la lluvia en su área de cobertura, aportando información confiable principalmente en aquellas regiones donde la red de estaciones meteorológicas es poco densa o inexistente.

Se verificó una tendencia a la sobreestimación de la cantidad de lluvia de manera sistemática, esto se atribuyó a deficiencias en la calibración electrónica del hardware radar que sobreestima la reflectividad de los blancos interceptados y en consecuencia los valores de lluvia, como un error sistemático y poco variable en el tiempo.

A partir del análisis de los resultados se evidenció la variabilidad espaciotemporal de los errores de estimación lo que puso de manifiesto la existencia de diversos factores que interfieren en el proceso de medida de la reflectividad radar. El estudio se direccionó a evaluar el efecto de la distancia en las estimaciones de lluvia y se concluyó que la precisión del radar desmejora con el incremento de la distancia al mismo, haciéndose muy evidente a partir de los 90-100 km, en coincidencia con una amplia referencia bibliográfica. La mejor performance del radar se obtuvo en un radio menor a 50 km. A distancias mayores a ésta, la pérdida de precisión del radar se relacionó con lluvias más cuantiosas.

Los eventos de precipitación de mayor intensidad fueron estimados con una mayor dispersión y magnitud de error respecto de las lluvias más débiles. Según los resultados de este trabajo se infiere que, en parte este error podría atribuirse a la utilización de una sola relación de conversión de reflectividad a intensidad de PP considerando que la distribución de los tamaños de gotas y las características de los eventos de lluvia zonales varían constantemente en el espacio y en el tiempo.

Del análisis obtenido en los distintos meses del año se concluyó que durante la estación de verano la calidad de la estimación del radar empeora respecto de la estaciones otoño y primavera. Esto se explicó por las características climatológicas de las tormentas ocurridas durante el periodo estival evaluado, con lluvias de moderada a alta intensidad, y con varios casos asociados a la presencia de granizo y vientos intensos. Dichas tormentas producirían

mayores interferencias en la señal radárica, atenuación de la potencia emitida y mayor ruido en la estimación de reflectividad.

Al aumentar la integración temporal del dato se mejoró la precisión de la estimación a partir de radar. Este hecho podría explicarse por la fuerte irregularidad que caracteriza a la lluvia tanto en el espacio como en el tiempo; por lo tanto a medida de que se integren observaciones, los valores acumulados tenderán a ser más homogéneos, aumentando la confiabilidad de las estimaciones. Sin embargo la precisión del dato en resolución diaria es considerada aceptable a partir de los buenos índices de correlación y ajustes hallados.

A partir de los resultados se concluyó que será posible caracterizar la distribución de las precipitaciones con margen de error conocido, en resolución espacial de 1 km² y temporal diaria o mayor. La información de lluvia aportada por este radar permitirá observar de manera confiable cómo se distribuyen los campos de precipitación, mejorando los resultados de observaciones puntuales por pluviómetros ante un patrón de alta variabilidad o irregularidad en la ocurrencia de lluvias. Bajo algunas condiciones como durante la época estival y lluvias provenientes de fuertes tormentas asociadas a granizo, como a distancias mayores a los 100 km, las estimaciones serán menos confiables.

Los procedimientos de ajuste simple evaluados resultaron eficaces en la reducción del sesgo del radar respecto a datos de la referencia, produciéndose una mejora en la exactitud de las estimaciones.

III. DESARROLLO DE PRODUCTOS

III.1 INTRODUCCION

Las precipitaciones influyen en los ciclos productivos agrícolas, desde la siembra a la cosecha de un cultivo, como así también durante labores culturales, almacenamiento de granos y hasta el transporte de la producción. A su vez determinan la expansión o retracción de la superficie sembrada y la adopción de técnicas agrícolas. Por esta razón la disponibilidad de los registros pluviométricos en base diaria, decádica y mensual resultan de utilidad en la planificación agropecuaria y en sus actividades operativas relacionadas. Sin embargo, las series de datos diarios de precipitaciones muchas veces son incompletas o no son de rápido acceso. El radar meteorológico perteneciente al INTA localizado en Anguil, La Pampa constituye una posibilidad de estimar lluvias en una resolución temporal y espacial nunca antes obtenida para la región. Asimismo genera información en lugares donde en la actualidad no existen otros instrumentos de medición, o donde las densidades de éstos son muy bajas, mejorando ampliamente la representación de la distribución espacial de las precipitaciones en la región. El relevamiento de información de manera continuada en el tiempo posibilitará caracterizar la variable lluvia durante muchos periodos con el fin de obtener valores medios, así como para analizar las variaciones interanuales. El procesamiento de datos generados por el sensor junto con la integración de otras fuentes de información implica una mejora en disponibilidad de herramientas para la toma de decisiones en la actividad agropecuaria. Existen antecedentes en Argentina que emplean información de lluvia proveniente de sensores remotos con la finalidad proporcionar información objetiva a escala regional. Por ejemplo en la Región Pampeana Fernández Long et al., (2011) aplicaron un modelo de balance hidrológico de suelos utilizando datos de precipitación estimada obtenidos mediante sensores de microondas pasivas incorporados en satélites y Della Chiesa (2011) realizó una estimación de balance de agua edáfica a escala regional utilizando datos de precipitación provenientes de radar meteorológico.

III.2 OBJETIVO

El objetivo de esta sección fue desarrollar una metodología basada en la estimación de las precipitaciones a partir del radar e información complementaria,

que establece indicadores a escala regional. Tiene por finalidad la propuesta de productos que resulten de utilidad en la toma de decisiones del sector agropecuario, así como para generar una base de datos histórica con permanente actualización.

III.3 MATERIALES

III.3.1 Información de radar

Se utilizaron productos PAC (imágenes de lluvia acumulada) generados durante la totalidad del año 2012 y los meses de enero, febrero y marzo de 2013, en imágenes con resolución temporal diaria y espacial de 1 x 1 km. Estos archivos contenían valores de precipitación acumulada en mm (la descripción de productos PAC y su proceso de generación a partir de archivos radar se describieron en esta tesis en materiales y métodos de la sección II)

Procesamiento previo de archivos de radar

Los datos en bruto proporcionados por el radar presentaban un formato de los archivos definido por el fabricante caracterizado por un encabezamiento en XML (Extensible Markup Language), y un área de datos en formato binario con compresión. Esta situación impone una restricción al uso de herramientas estándares para manipular XML. Fue necesario realizar una transformación a archivos de tipo ASCII (American Standard Code for Information Interchange) y posteriormente se transformaron a imágenes con formato TIFF (Tagged Image File Format). Estos procedimientos fueron realizados en el Instituto de Clima y Agua de INTA para lo cual se construyeron herramientas de software para poder leer, interpretar y escribir la información en estos formatos adecuados (Hartmann et al., 2010). A partir de los archivos ya procesados se obtuvieron las imágenes y sus datos a partir de las cuales se efectuaron los cálculos para el desarrollo de los productos finales.

A las imágenes diarias se les aplicó una corrección I, evaluada en la Sección II, aplicando un factor propuesto y evaluado en la sección II de esta tesis.

III.3.2 Información complementaria

Datos de precipitación mensual promedio

Se utilizó información de promedios históricos mensuales generados con no menos 30 años de las distintas localidades de la provincia de La Pampa y algunas localidades de las provincias limítrofes (Córdoba, Mendoza, San Luis y Buenos Aires).

Evapotranspiración derivada de imágenes NOAA

La evapotranspiración real (ETR) es la cantidad de agua, expresada en mm/día, que es evaporada desde la superficie del suelo y transpirada por la cubierta vegetal en un proceso conjunto. Se utilizaron imágenes de ETR estimada proveniente del sensor AVHRR de los satélites de la serie NOAA con una resolución espacial de 100 ha (1 x 1 km). Estas imágenes fueron suministradas por el Área de Observatorio Permanente de los Agroecosistemas del Instituto de Clima y Agua (CIRN-INTA). Los valores de ETR son derivadas según el modelo de Di Bella et al. (2000), a partir de un índice de vegetación normalizado (NDVI) y la temperatura de la superficie (Ts), como:

$$\text{ETR (mm/mes)} = -88,3439 + 1,77636 \text{ Ts} + 286,406 \text{ NDVI}$$

En este trabajo fueron utilizadas 30 imágenes de ETR acumulada por década obtenidas entre junio de 2012 y marzo de 2013.

Constantes hídricas de los suelos

Se utilizó información de valores de contenido de humedad en mm a capacidad de campo, la cual se obtuvo a partir de una base de datos histórica de la región NE de la provincia de La Pampa suministrada por el laboratorio de suelos de la EEA INTA Anguil.

III.4 METODOS

A partir de los compuestos de precipitación diaria de radar, se realizaron integraciones en distintas resoluciones temporales. Se generó una primera serie

de productos o compuestos acumulados: decádicos, mensuales, estacionales y anual. A partir de los compuestos en distinta integración temporal e información complementaria se desarrolló una segunda serie de productos (Fig. 3.1). La reproyección y georreferenciación de imágenes se realizó con el software GVSIG 1.1.2 (<http://www.gvsig.org>) y para el procesamiento, cálculos, composición y análisis de imágenes y productos se utilizó el complemento calculadora de mapas ráster del mencionado software. Todos los productos generados fueron transformados al formato TIFF.

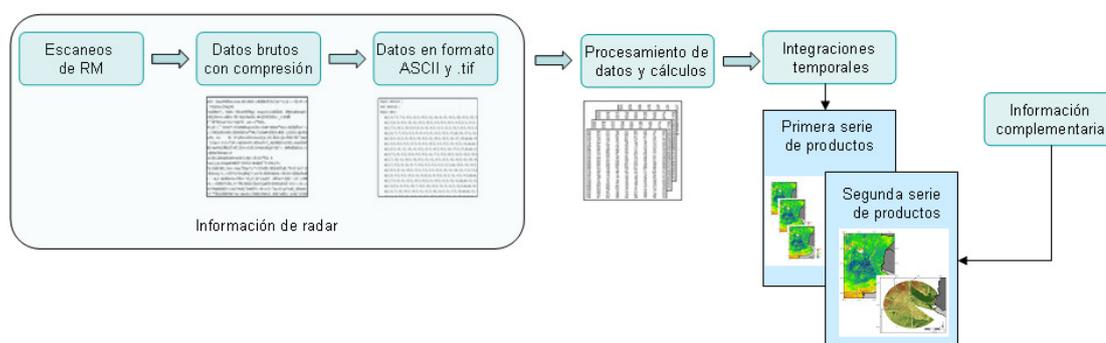


Figura 3.1. Esquema de materiales y métodos utilizados en la generación de productos

Pre-procesamiento de imágenes

Para poder efectuar cálculos numéricos entre imágenes radar y satelitales se re proyectaron las imágenes de ETR a coordenadas geográficas Lat/Long, datum WGS-84.

III.4.1 Primera serie de productos

Precipitación decádica

Se integraron los compuestos diarios corregidos por década⁴, y se generaron tres compuestos decádicos para cada mes, durante todo el año 2012. El producto final es una imagen con datos de precipitación acumulada en mm en 10 días con resolución espacial de 1 x 1 km en formato TIFF.

Precipitación mensual

⁴ Década: periodo de 10 días entre el 1 y el 10, y entre el 11 y el 20. La última década del mes puede tener 8, 9, 10 u 11 días (International Meteorological Vocabulary, N° 182, TP, 91, World Meteorological Organization, 1966)

Se integraron los compuestos diarios corregidos en un total de 30 ó 31 días, según el mes y se generó un compuesto mensual para cada mes del año. Este producto es una imagen con datos de precipitación acumulada en mm en un periodo mensual y con resolución espacial de 1 x 1 km en formato TIFF.

Precipitación estacional

Se integraron los compuestos diarios corregidos para cada estación del año: desde el 21 de diciembre de 2011 al 20 de marzo 2012 (verano); desde el 21 de marzo al 20 de junio 2012 (otoño) y desde el 21 de junio hasta el 20 de septiembre de 2012 (invierno) y desde 21 de septiembre hasta el 20 de diciembre 2012 (primavera). Los productos finales son imágenes con datos de precipitación acumulada en mm en las 4 estaciones del año, con resolución espacial de 1 x 1 km en formato TIFF.

Precipitación anual

Se integraron los compuestos mensuales correspondientes al año 2012. Este producto es una imagen con datos de precipitación acumulada en mm durante todo el año 2012, con resolución espacial de 1 x 1 km en formato TIFF.

III.4.2 Segunda serie de productos

Anomalías mensuales de precipitación

Con los datos pluviométricos de las localidades de la provincia de La Pampa y algunas localidades de provincias limítrofes se generó una imagen ráster, mediante algoritmo de interpolación inverso a la distancia (IDW). La imagen resultante fue de precipitación promedio mensual en resolución de 1 x 1 km. A partir de la misma y las imágenes de compuestos de precipitación acumulada mensual de radar en la misma resolución espacial, se calcularon las anomalías de precipitación mensuales para los meses del año 2012, mediante el cálculo siguiente:

$$AMP_i(\%) = \frac{PP_i - \overline{PP_i}}{\overline{PP_i}} \times 100$$

AMP_i es la anomalía mensual de precipitación del mes i, expresada en porcentaje.

PP_i es la precipitación acumulada mensual del mes i

\overline{PP}_i es la precipitación mensual promedio del mes i

Este producto es una imagen de anomalías de precipitación mensual expresadas en porcentaje correspondiente al periodo 2012, con resolución espacial de 1 x 1 km en formato TIFF.

Precipitación acumulada a la siembra de trigo

En las regiones semiáridas y subhúmedas la acumulación de agua previa a la siembra del cultivo, asociado con una adecuada capacidad de retención por parte de los suelos, resulta clave para compensar los requerimientos de agua que normalmente no son cubiertos por las precipitaciones ocurridas durante el ciclo. Por lo tanto las precipitaciones ocurridas durante los periodos de barbecho muchas veces definen la decisión de sembrar y estrategias de fertilización y/o aplicación de herbicidas.

Se calculó la precipitación acumulada durante el periodo de barbecho de este cultivo en la región, considerado entre el inicio de barbecho y el inicio de la siembra. Se consideraron dos fechas de siembra: 15 de junio para trigo de ciclo de crecimiento intermedio-largo y 1° de agosto para trigos de ciclo corto. Como el 74% del trigo para cosecha de grano cultivado en La Pampa tiene como antecesor a los cultivos de cosecha gruesa (Belmonte, *et al.*, 2010) se consideró como inicio de barbecho el 15 de abril. Se integraron los compuestos diarios de radar durante el periodo de barbecho de este cultivo. Los productos finales son dos imágenes con datos de precipitación acumulada en mm con resolución espacial de 1 x 1 km; la primera durante el periodo 15 de abril a 15 de junio y la segunda durante el periodo 15 de abril al 1° de agosto (Fig 3.2)

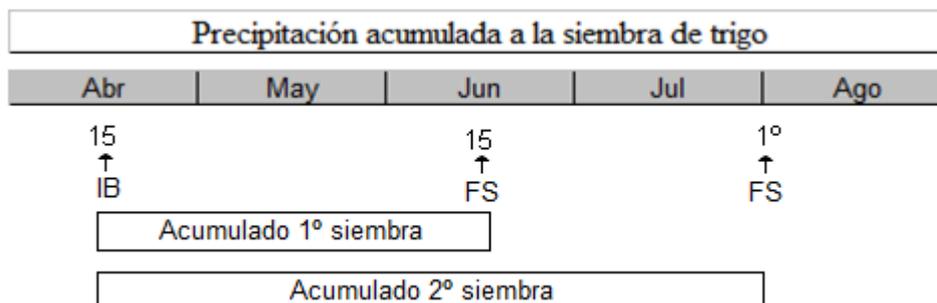


Figura 3.2. Definición de los periodos de precipitación acumulada para las dos fechas de siembra trigo. IB: Inicio del barbecho, FS: Fecha de siembra considerada

Precipitación acumulada a la siembra de girasol

Se calculó la precipitación acumulada durante el periodo de barbecho de este cultivo en la región, considerado entre el inicio de barbecho y el inicio de la siembra. Se consideraron dos fechas de siembra: 15 de noviembre para la región sur y 15 de octubre para la región norte. Considerando que el 63% del girasol cultivado en La Pampa tiene como antecesor a cultivos de cosecha gruesa (Belmonte, *et al.*, 2008) se fijó como inicio de barbecho el 15 de abril. Se integraron los compuestos diarios de radar durante el periodo de barbecho definido para este cultivo. Los productos finales son dos imágenes con datos de precipitación acumulada en mm con resolución espacial de 1 x 1 km. Una durante el periodo 15 de abril al 15 de octubre y otra durante el periodo 15 de abril al 15 de noviembre (Fig. 3.3).

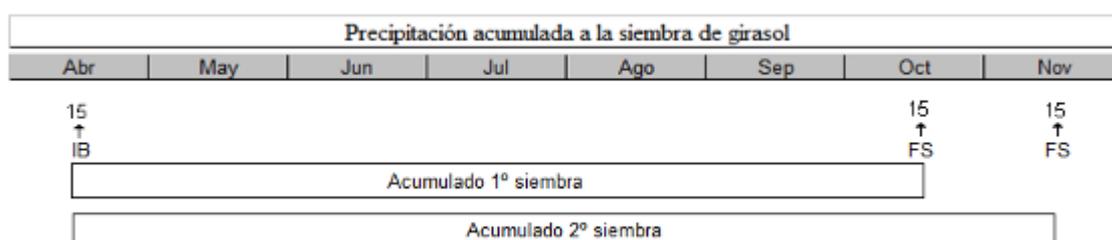


Figura 3.3. Definición de los periodos de precipitación acumulada para las dos fechas de siembra de girasol. IB: Inicio del barbecho, FS: Fecha de siembra considerada

Precipitación acumulada a la siembra de maíz

Se calculó la precipitación acumulada durante el periodo de barbecho de este cultivo en la región, considerado entre el inicio de barbecho y el inicio de la siembra.

Se consideraron tres fechas de siembra normales para la región: 1° de octubre para maíces tempranos, 20 de noviembre y 10 de diciembre, para maíces tardíos. Se fijó como inicio de barbecho el 15 de abril. Se integraron los compuestos diarios de radar durante el periodo de barbecho definido para este cultivo. Los productos finales son tres imágenes con datos de precipitación acumulada en mm con resolución espacial de 1 x 1 km. La primera durante el periodo 15 de abril al 1° de octubre, la segunda durante el periodo 15 de abril al 20 de noviembre y la tercera durante el periodo 15 de abril al 10 de diciembre. (Fig. 3.4)

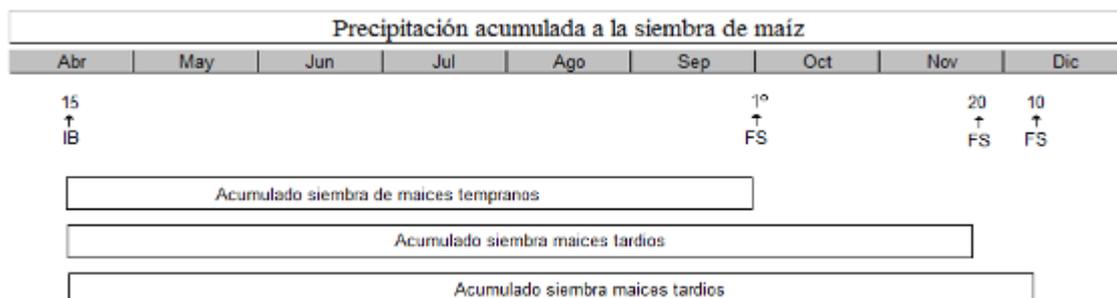


Figura 3.4. Definición de los periodos de precipitación acumulada para las tres fechas de siembra de maíz. IB: Inicio del barbecho, FS: Fecha de siembra considerada

Precipitación acumulada durante el ciclo de cultivos de invierno y ciclo de cultivos estivales en la región

Se calculó la precipitación acumulada durante los ciclos de cultivos invernales y estivales en la región, Se definieron dos periodos temporales para i) Cultivos de invierno (junio a diciembre de 2012) y ii) cultivos estivales (octubre 2012 a marzo 2013) (figura 3.5). Los productos finales son dos imágenes con datos de precipitación acumulada en mm con resolución espacial de 1 x 1 km. (Fig. 3.5)

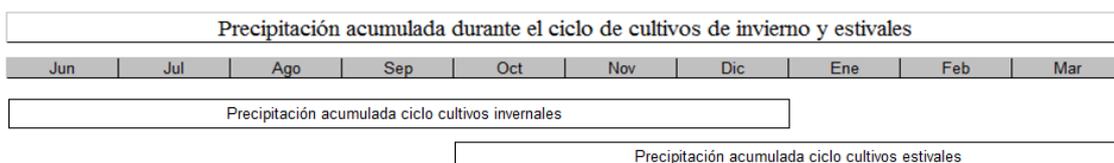


Figura 3.5. Definición de los periodos temporales utilizados para calcular la acumulación de precipitaciones en los ciclos de cultivos de invierno y estivales de la región

Índice de estrés hídrico durante periodos críticos de cultivos de invierno y estivales

Con el objetivo de evaluar la condición hídrica de los cultivos de invierno y verano durante sus respectivos ciclos de crecimiento y desarrollo, se definió un indicador de estrés hídrico a partir de ETR y PP como:

$$\text{ETR/PP}$$

La disponibilidad de agua para los cultivos durante el periodo crítico de rendimiento (floración y llenado del grano) determinan su productividad. En este trabajo se definieron los periodos críticos según cultivos de cosecha invernales y estivales de la región. Para cultivos invernales se consideró como periodo crítico el bimestre octubre-noviembre y para los estivales se consideró el bimestre enero-febrero.

Se generaron compuestos de PP y ETR en los bimestres mencionados acumulando las imágenes decádicas de radar por un lado y las de ETR por otro. Una vez obtenidos los compuestos de PP y ETR se realizó el cociente entre ambas variables para obtener el índice descripto.

Con el propósito de validar este producto se analizó la relación entre los valores del índice generado con datos de rendimientos estimados en precosecha de lotes de trigo y soja. Los datos de rendimiento se correlacionaron con los del índice de estrés de una cuadrícula de 3x3 píxeles centrada en las coordenadas de cada lote. El nivel de significancia del análisis de correlación fue de 5%.

Los valores de rendimiento utilizados en la validación correspondieron a una base de datos georreferenciada perteneciente a la RIAN en la provincia de La Pampa en las campañas de trigo 2012 y soja 2012-2013, cuya metodología de obtención para el cultivo de trigo esta explicada en Carrasco *et al.*, 2009 y para soja en Belmonte *et al.*, 2006 (Fig. 3.6). Fueron excluidos de la base de datos de rindes utilizados en este trabajo aquellos lotes que fueron afectados por granizo. Los puntos de soja fueron obtenidos en los departamentos provinciales de La Pampa: Maracó, Chapaleufú; Realicó y Rancul; en tanto que los de trigo fueron relevados en los departamentos Atreucó, Catrilo, Quemú-Quemú, Maracó, Realicó y Rancul.

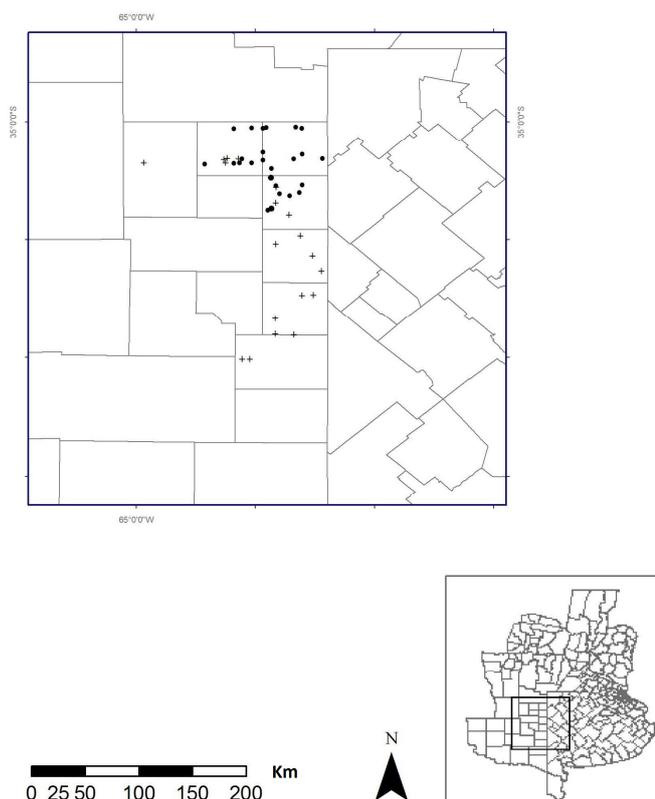


Figura. 3.6. Localización geográfica de lotes de soja (círculos) y trigo (cruces), utilizados para la validación del índice de estrés hídrico.

Estimación de reservas de agua del suelo durante el ciclo productivo de cultivos

Se realizó el seguimiento de la reserva de agua almacenada en suelo a través de un balance hídrico decádico. La información provista por sensores remotos capta la variabilidad espacial de dos de los componentes más importantes del balance hídrico edáfico (BH), la precipitación (PP) y la evapotranspiración (ET), de esta manera se representa mejor la respuesta de la situación hídrica del suelo a dicha variabilidad. A partir de esta suposición se integró la información de PP estimada por RM y ET estimada a partir de imágenes satelitales, a través del modelo de balance hídrico seriado (BHS) desarrollado por Thornthwaite y Mather (1955) y modificado por Pascale y Damario (1977). Este balance seriado se establece entre la demanda atmosférica del agua a través del proceso de evapotranspiración y la oferta del agua dada por las precipitaciones y

el agua almacenada en el suelo en periodos previos. El valor del almacenaje de un periodo t se obtuvo sumando al almacenaje del periodo $t-1$ el valor de la diferencia de PP y ET (PP-ET) si esta es positiva:

$$\text{Alm } t = \text{Alm } t-1 + (\text{PP}-\text{ET})$$

Si la diferencia PP-ET es negativa, el almacenaje del periodo t se calcula como:

$$\text{Alm } t = \text{Alm } t-1 \times e^{[(\text{PP}-\text{ET})/\text{CC}]}$$

Si la diferencia PP-ET es positiva, pero si esta diferencia sumada al almacenaje calculado para el periodo sucesivo anterior supera la CC:

$$\text{Alm } t = \text{CC}$$

donde Alm es el agua almacenada en el suelo en milímetros (mm), PP y ET son la precipitación y evapotranspiración del periodo en mm y CC es la capacidad de campo del suelo en mm.

Los valores de CC fueron asignados a partir de una base de datos de la provincia de La Pampa suministrada por el laboratorio de suelos de la EEA Anguil, a partir de esta información se calculó un valor promedio para cada departamento provincial involucrado en el cálculo. Para el resto del área involucrada de las provincias vecinas se utilizaron estos mismos datos, por ejemplo a los partidos del oeste de Bs. As., se asignó los valores de los departamentos pampeanos más cercanos a cada uno. Posteriormente se generó una imagen ráster que contenía un valor de CC asignado a cada píxel de 1 km²

En un BHS a medida que va aumentando la unidad de tiempo o periodo de cálculo del almacenaje, también aumenta el error en la estimación del agua edáfica con una tendencia a la subestimación de la humedad real del suelo (Forte Lay y Villagra, 1983), esto último se debe fundamentalmente a la mecánica intrínseca del modelo de balance, que considera como humedad entrante en el suelo, a la cantidad de agua que proviene de la diferencia precipitación y evapotranspiración de la unidad de tiempo considerada, y al hecho de que las precipitaciones no se reparten en forma equitativa durante todos los días del

período, sino que en general, hay unos pocos días con precipitación y el resto carece de ella. Es por esta razón que a partir de la estimación del dato diario de lluvia que provee el radar y la disponibilidad del dato de ETR decádico a escala regional aportado por imágenes satelitales en esta tesis se realizó el cálculo de almacenaje de un BHS en un periodo decádico con el fin de mejorar el resultado a obtener. En total se obtuvo el cálculo de almacenaje para 24 décadas consecutivas, desde principios de agosto 2012 a fines de marzo de 2013.

La metodología del BHS obtiene el almacenaje correspondiente de un periodo a partir del almacenaje del anterior. En este trabajo se consideró como periodo inicial la primera década de agosto 2012, debido a que se contaba con el valor de humedad medido a campo a partir de una base de datos georreferenciada del estado hídrico del suelo mensual que lleva a cabo la RIAN (Red de Información Agropecuaria Nacional del INTA). Como estos datos no estaban en resolución espacial detallada en 1 km² (valor del píxel), se utilizó el promedio de los datos disponibles dividiendo la región de estudio en dos zonas: norte y sur (Fig. 3.7). Para la zona norte se partió de un almacenaje de 100 mm y para la zona sur de 60 mm. Con estos valores se generó una imagen raster denominada Humedad Inicial, para ingresarla a los cálculos posteriores.

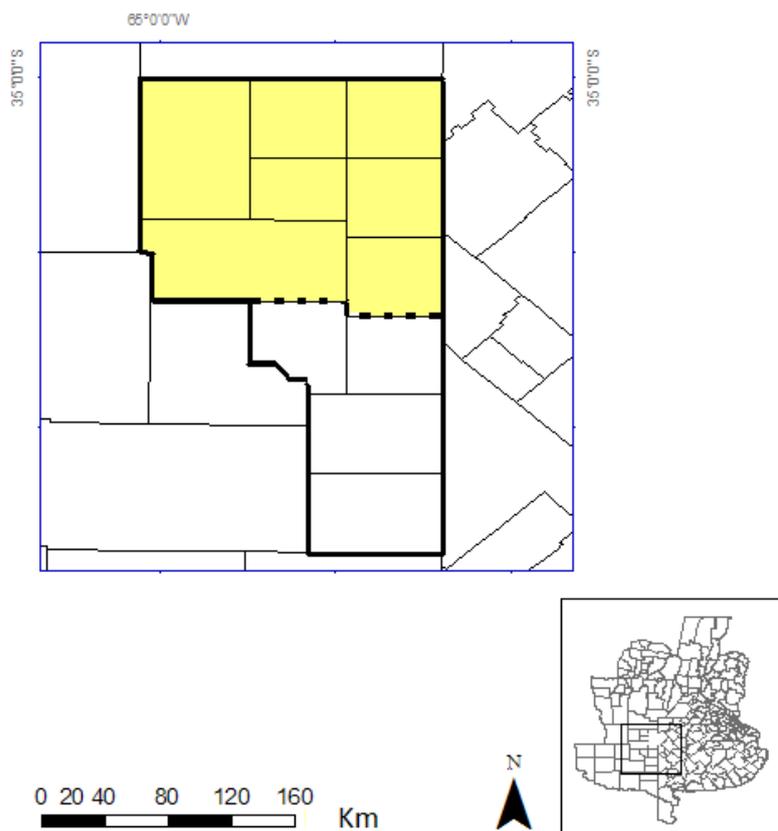


Figura 3.7. División de zonas utilizadas para el cálculo del promedio de humedad inicial. El área delimitada con línea oscura corresponde al área provincial de cálculo del BH. La parte coloreada corresponde a la zona norte, el área sin colorear a la zona sur.

Las estimaciones de almacenaje obtenidas se validaron contra mediciones a campo de contenido de agua útil en el suelo, mediante el método gravimétrico realizado durante las últimas décadas de los meses de septiembre y octubre de 2012 en lotes de trigo y durante febrero y marzo de 2013 sobre lotes cultivados con soja, en la región NE de provincia de La Pampa. Para ello se utilizó información de la base de datos georreferenciada de la RIAN (descrita en párrafos precedentes), cuya metodología de obtención se describe en Belmonte, *et al.*, (2011). Los datos utilizados en este trabajo correspondieron a mm de agua útil almacenada en suelo hasta el metro de profundidad (Fig. 3.8).

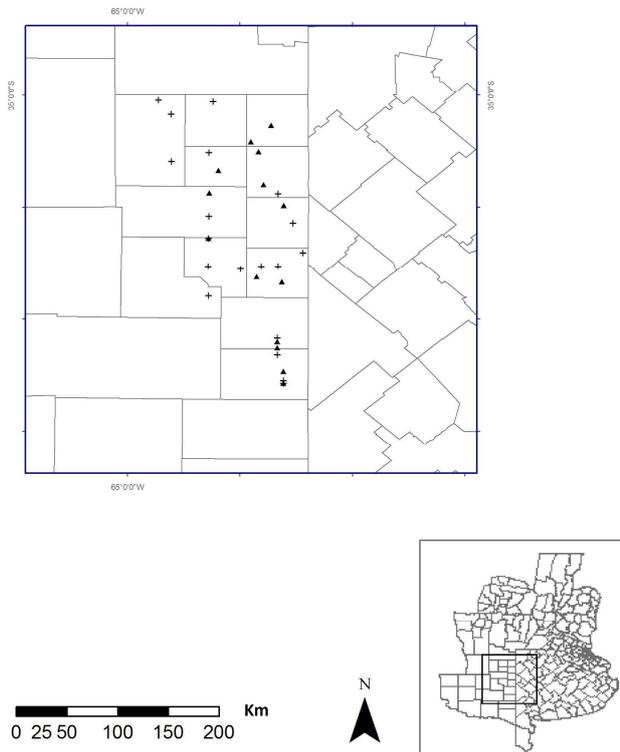


Figura 3.8. Localización geográfica de lotes de soja (triángulos) y trigo (cruces), utilizados para la validación del balance hídrico de suelo.

Los datos estimados mediante el BHS se correlacionaron con los datos medidos a campo en los píxeles centrados en posición de cada lote de la muestra. Se calculó el índice de Pearson, el nivel de significancia del análisis de correlación fue de 5%, y se calculó el índice RMSE.

III.5 RESULTADOS

Precipitación decádica

Este producto se presenta como mapas de precipitación generados por una composición de imágenes diarias: del 1 al 10 del mes (1era. década), del 11 al 20 del mes (2da. década) y del 21 hasta el último día del mes (3ra. década). Se presenta enero a marzo del año 2012 (Fig. 3.9)

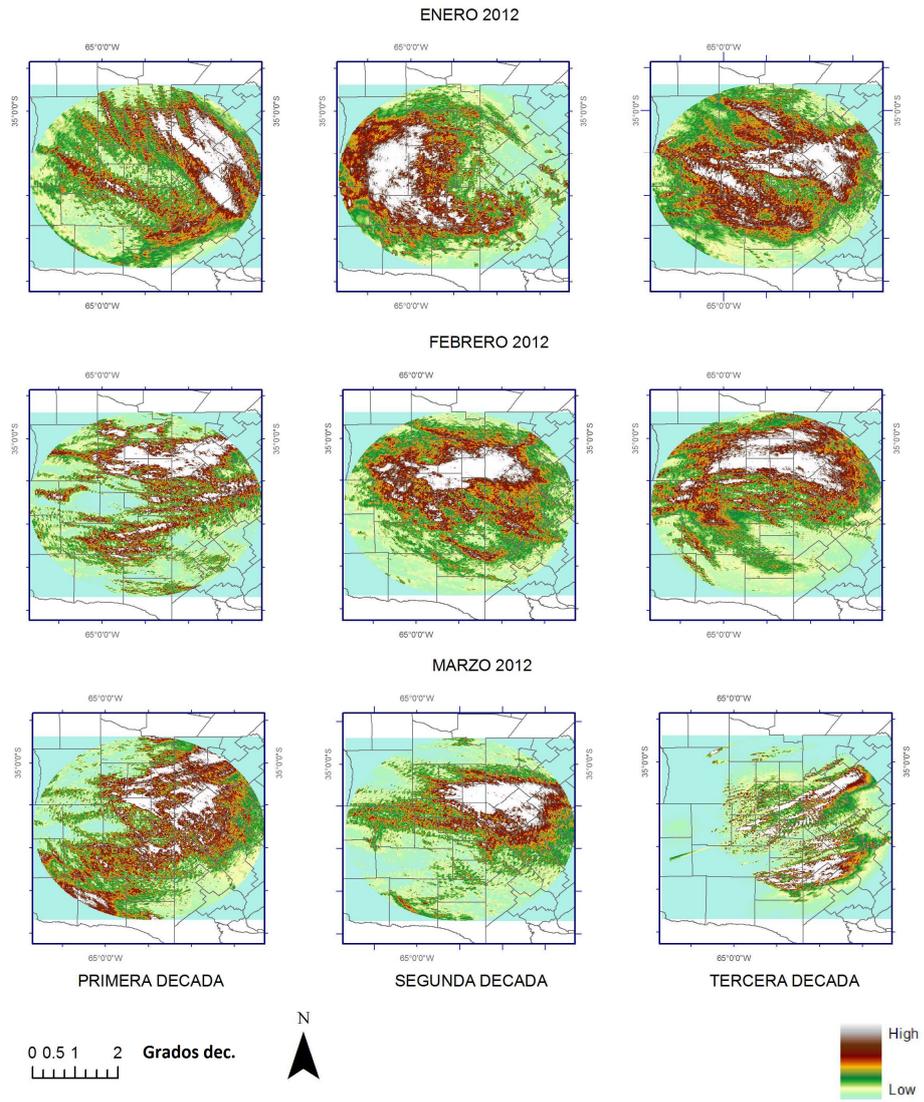


Figura 3.9. Mapas de precipitación acumulada por década para los meses de enero, febrero y marzo de 2012

Precipitación mensual

Este producto se presenta como mapas de precipitación formado por una composición de imágenes correspondientes a un periodo mensual. Se presenta los mapas correspondientes a los 12 meses de 2012 (Fig. 3.10)

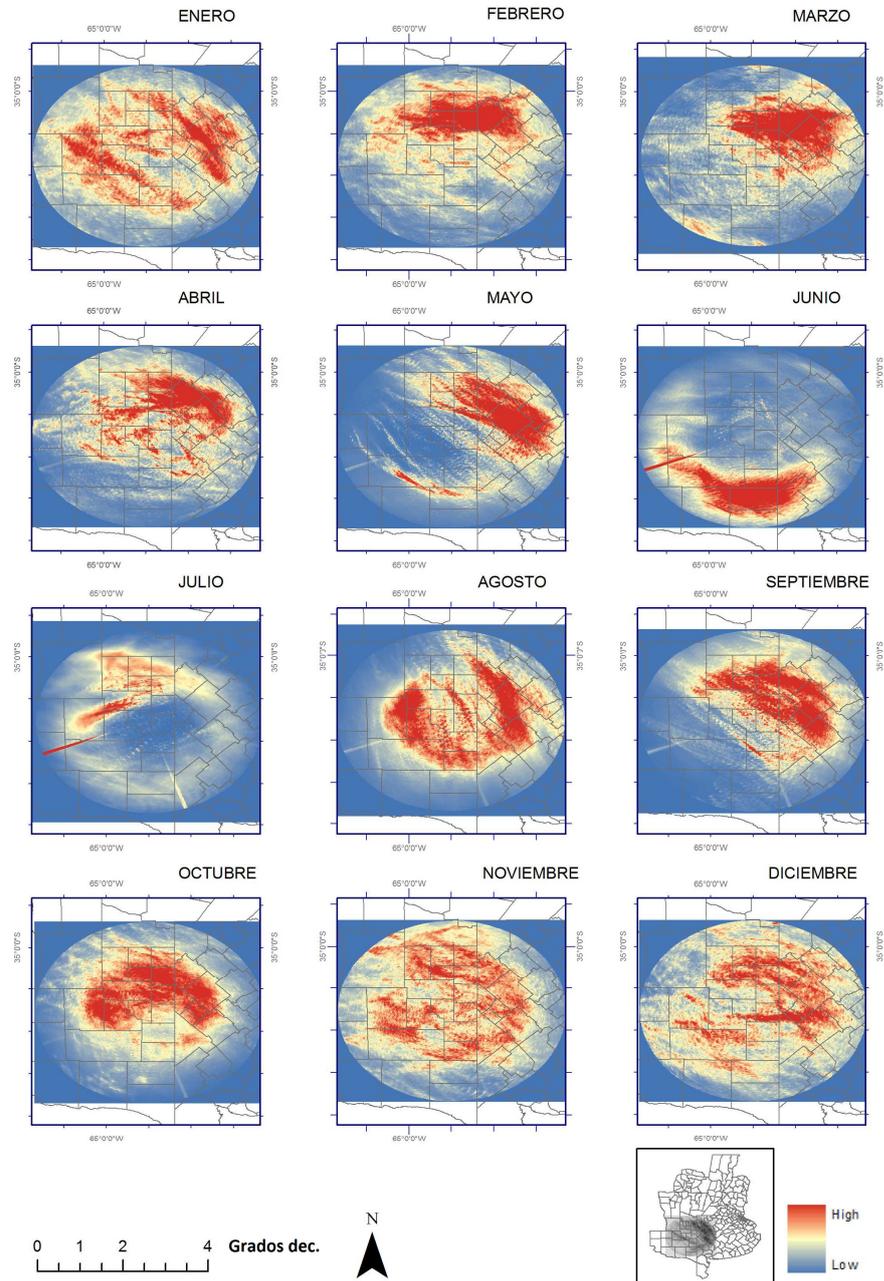


Figura 3.10. Mapas de precipitación acumulada mensual para los meses de enero a diciembre de 2012.

Precipitación estacional

Este producto se presenta como mapas de precipitación acumulada constituidos por una composición de imágenes correspondientes a cada estación del año. Se presentan las cuatro estaciones entre los años 2012 y 2013 (Fig. 3.11)

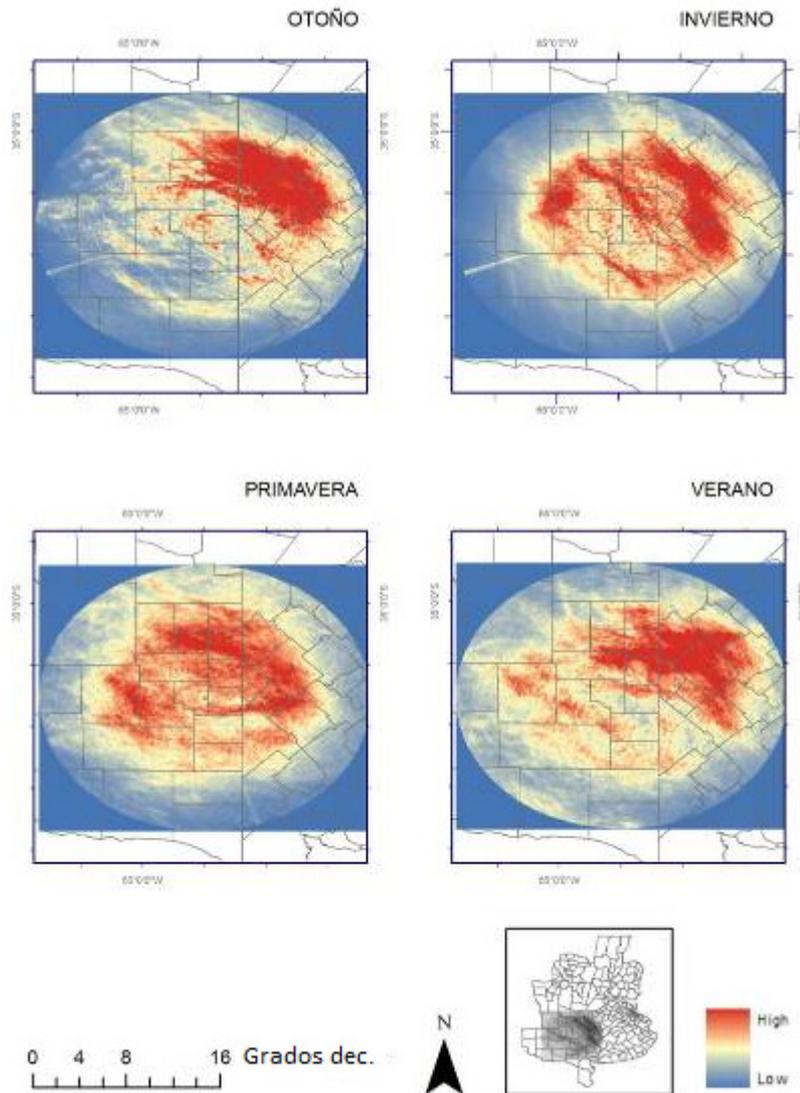


Figura 3.11. Mapas de precipitación acumulada durante las 4 estaciones, otoño, invierno y primavera 2012 y verano 2012-2013.

Precipitación anual

Este producto corresponde a un mapa de precipitación constituido por una composición de imágenes correspondientes a todo un año. Se presenta para el año 2012 (Fig. 3.12)

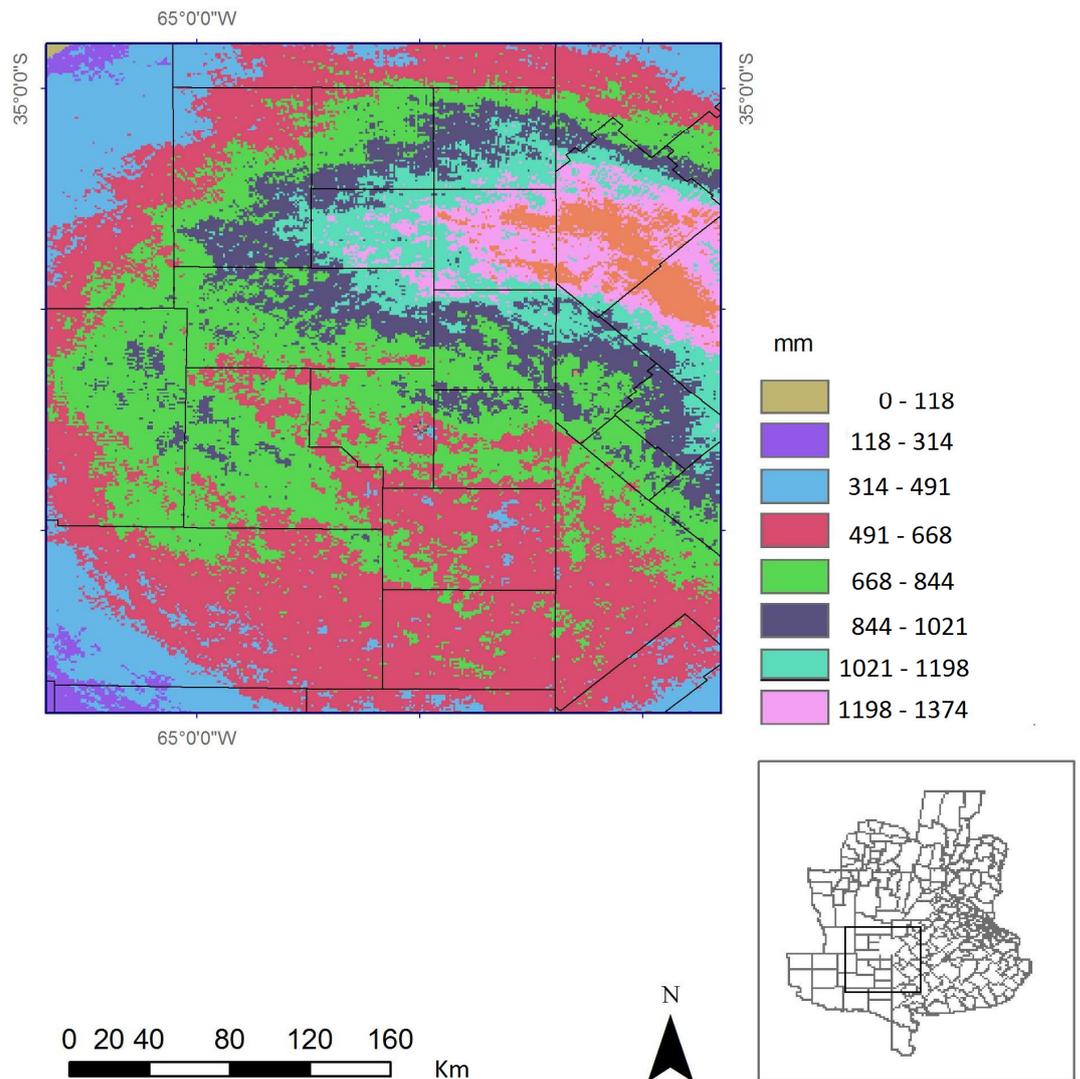


Figura 3.12. Mapa de precipitación acumulada durante enero a diciembre del año 2012

Anomalías mensuales de precipitación

Este producto corresponde a un mapa de anomalías mensuales de precipitación, expresadas en porcentaje respecto del promedio de lluvias mensual.

Se presentan los mapas correspondientes a los meses de septiembre y octubre de 2012 (Fig. 3.13)

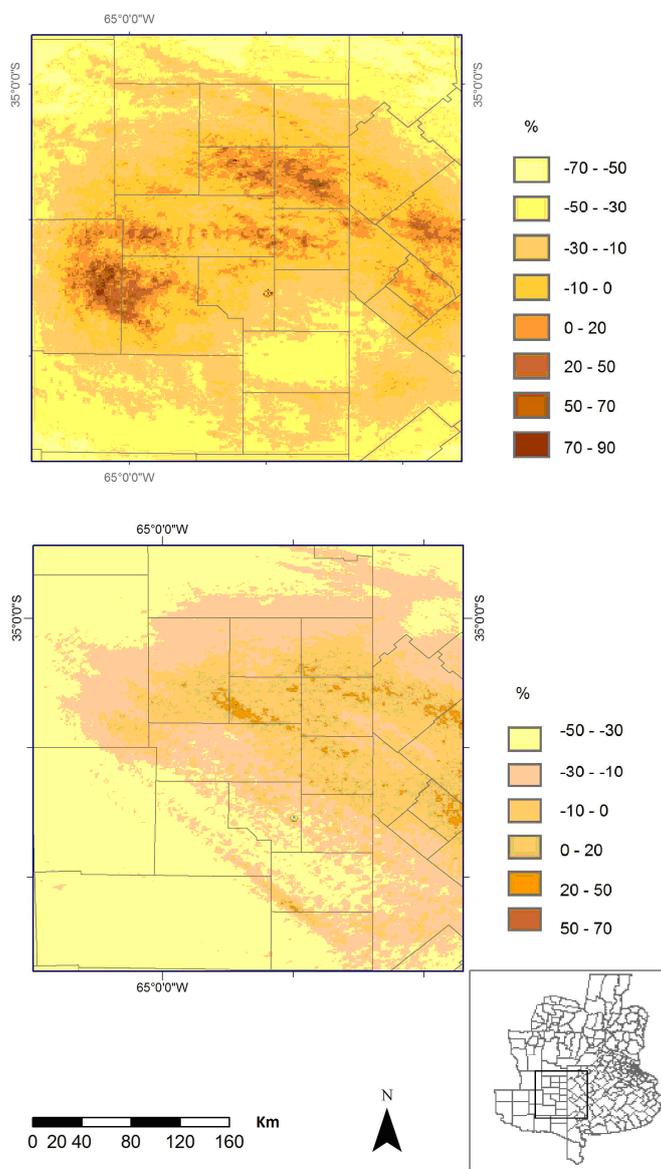


Figura 3.13. Mapas de anomalías de precipitación mensual para los meses de octubre (arriba) y septiembre (abajo) del año 2012

Precipitación acumulada a la siembra de trigo

Este producto se presenta en mapas de precipitación formado por una composición de imágenes correspondientes al periodo desde el inicio de barbecho a primera fecha de siembra y desde el inicio de barbecho hasta la segunda fecha de siembra de este cereal en la región (Fig. 3.14).

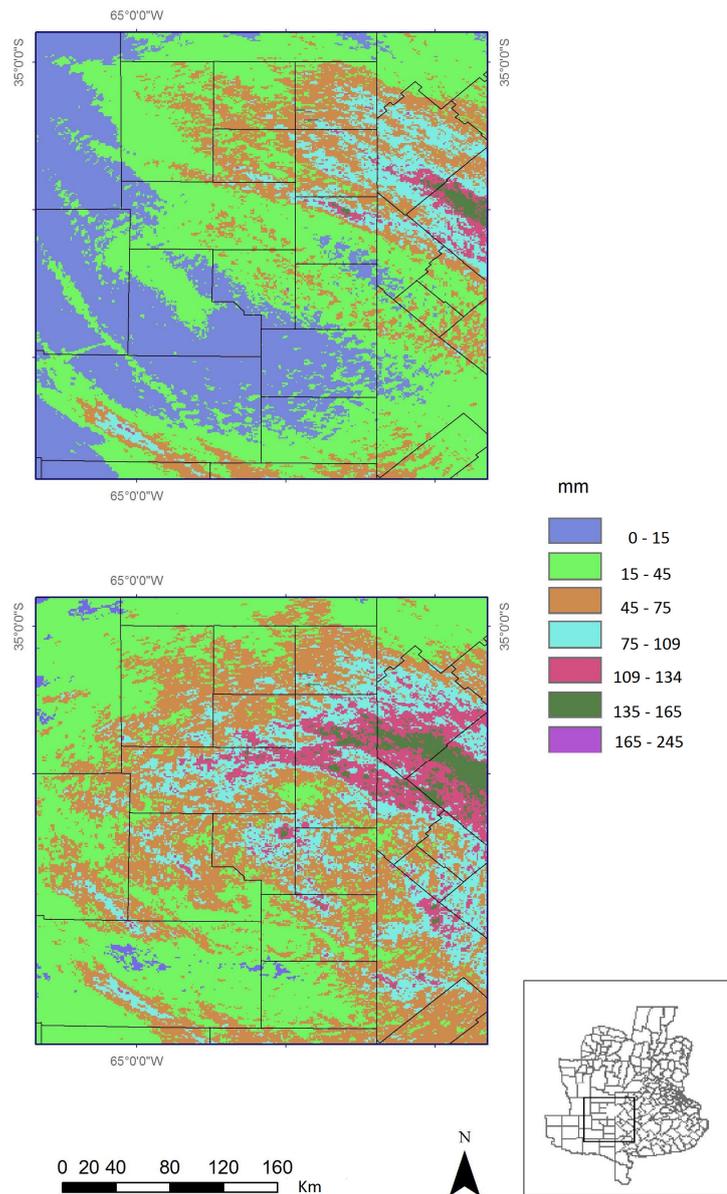


Figura 3.14. Mapas de precipitación acumulada a la primera fecha de siembra (arriba) y segunda fecha de siembra (abajo) del cultivo de trigo en la región.

Precipitación acumulada a la siembra de girasol

Este producto se presenta en mapas de precipitación formado por una composición de imágenes correspondientes al periodo desde el inicio de barbecho a primera fecha de siembra y desde el inicio de barbecho hasta la segunda fecha de siembra del cultivo de girasol en la región (Fig. 3.15).

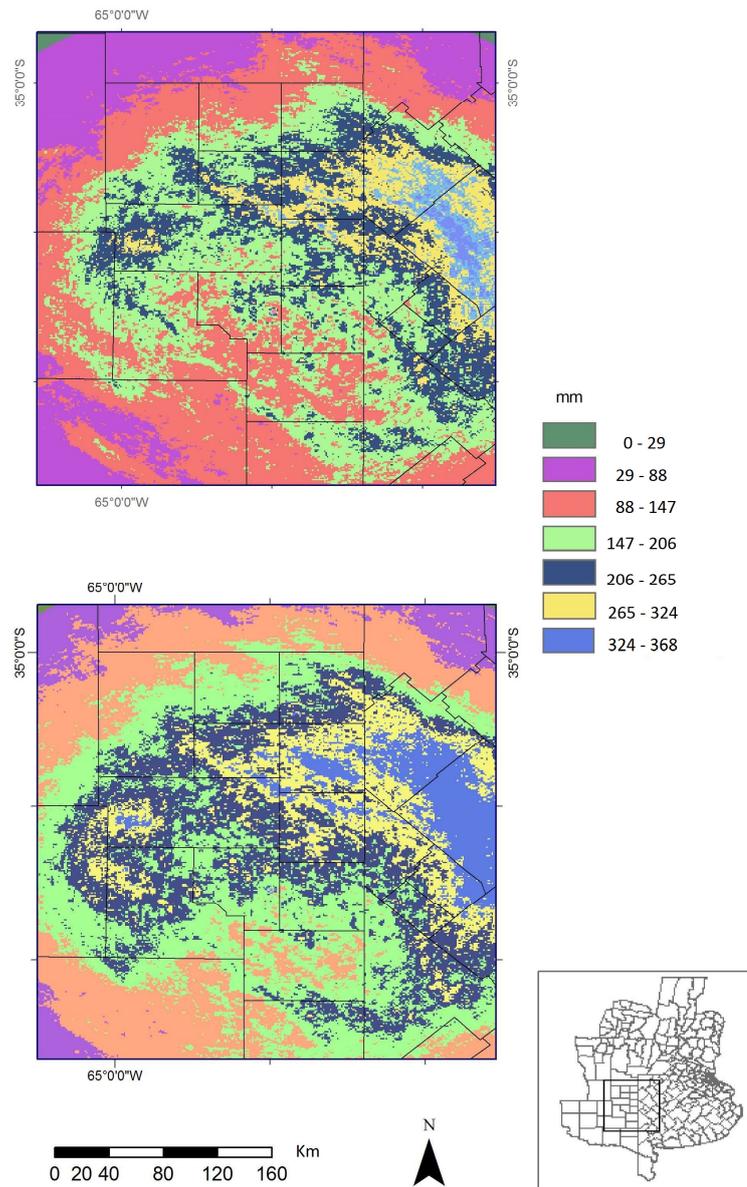


Figura 3.15. Mapas de precipitación acumulada a la primera fecha de siembra (arriba) y segunda fecha de siembra (abajo) del cultivo de girasol en la región.

Precipitación acumulada a la siembra de maíz

Este producto se presenta en mapas de precipitación formado por una composición de imágenes correspondientes al periodo desde el inicio de barbecho a primera fecha de siembra, desde el inicio de barbecho hasta la segunda fecha de siembra y desde inicio de barbecho hasta la tercera fecha de siembra definidas para este cereal en la región (Figs. 3.16 y 3.17)

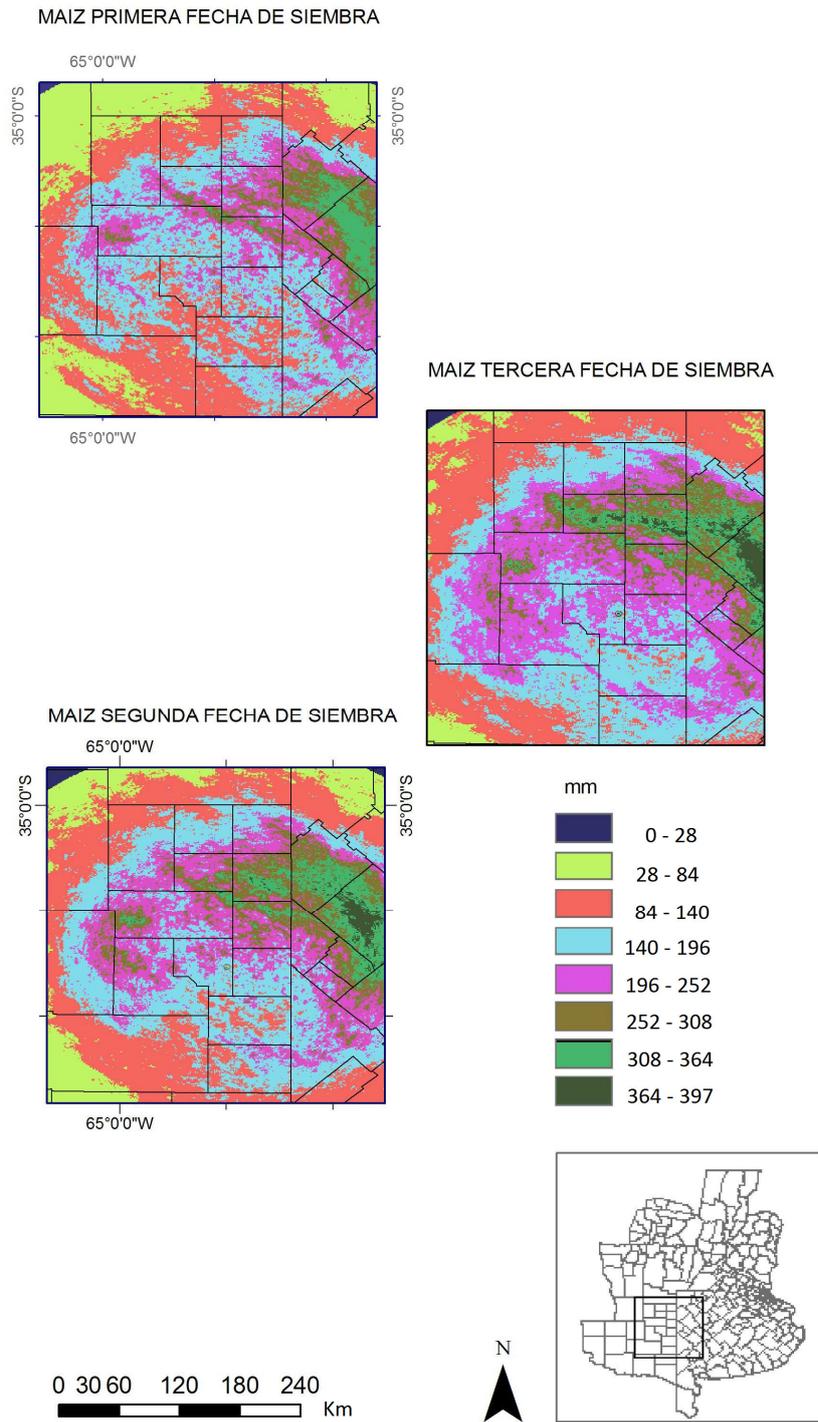
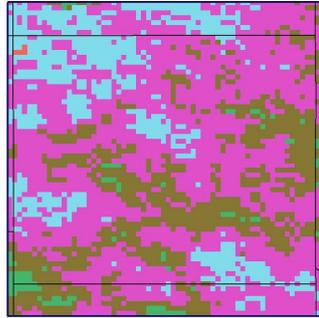
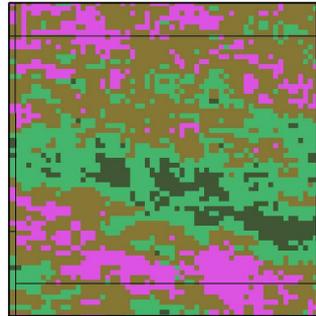


Figura 3.16. Mapas de precipitación acumulada a la primera fecha, segunda y tercera fecha de siembra del cultivo de maíz en la región.

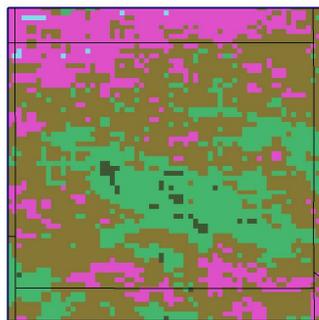
MAIZ PRIMERA FECHA DE SIEMBRA



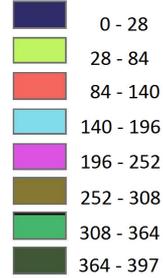
MAIZ TERCERA FECHA DE SIEMBRA



MAIZ SEGUNDA FECHA DE SIEMBRA



mm



0 5 10 20 30 40
Km

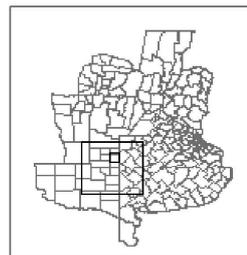


Figura 3.17. Detalle del área del departamento Maracó de precipitación acumulada a la primera, segunda y tercera fechas de siembra del cultivo de maíz en la región

Precipitación acumulada durante el ciclo de cultivos de invierno y ciclo de cultivos estivales en la región

Este producto se presenta en mapas de precipitación formado por una composición de imágenes correspondientes a los periodos definidos de los ciclos de cultivos de cosecha invernales y estivales de la región (Fig. 3.18)

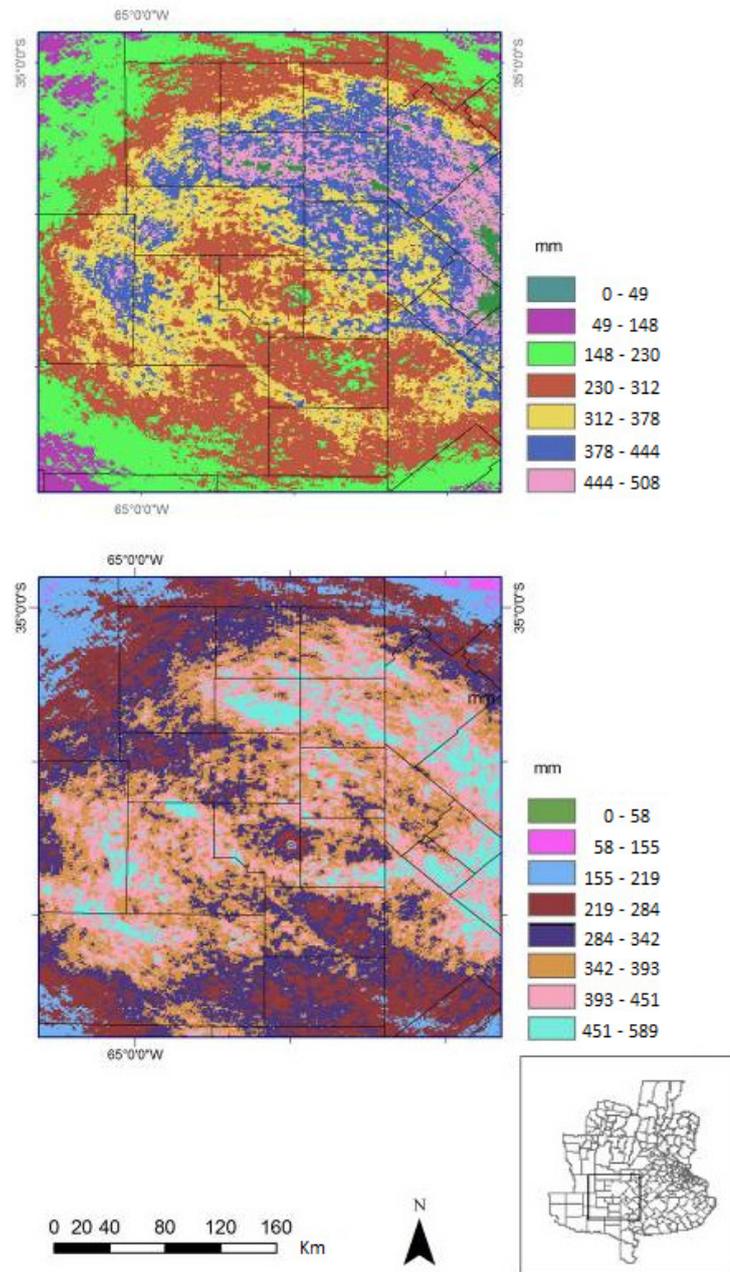


Figura 3.18. Mapas de precipitación acumulada durante el ciclo de cultivos de invierno (arriba) y el ciclo de cultivos estivales (abajo) definidos para la región.

Índice de estrés hídrico durante periodos críticos de cultivos de invierno y estivales

Este producto corresponde a un mapa de índice de estrés hídrico (ETR/PP) obtenido durante los periodos críticos definidos para cultivos de cosecha invernales y estivales de la región (Fig. 3.19)

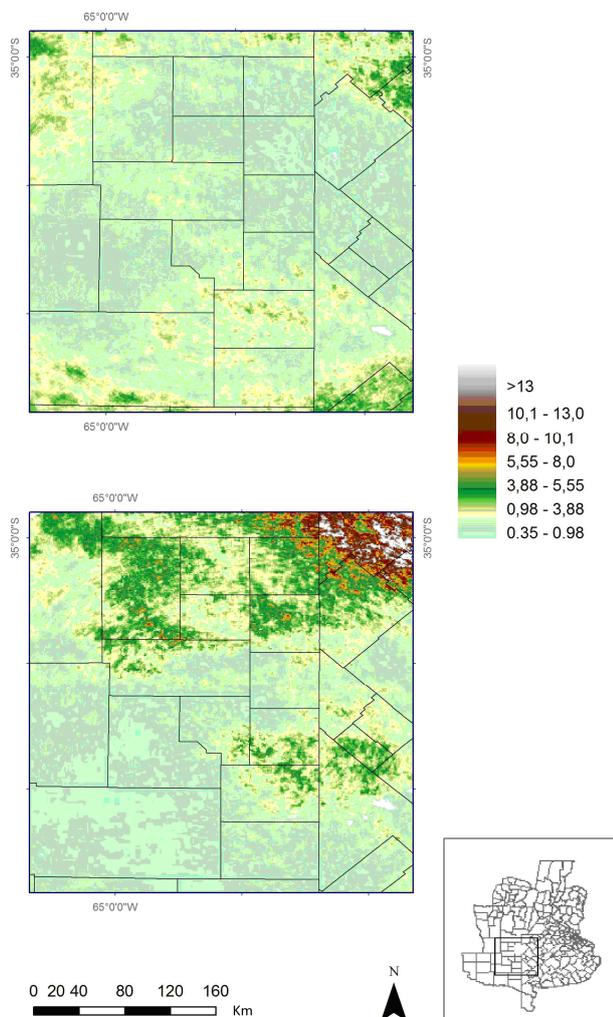


Figura 3.19. Mapas de índice de estrés hídrico definido como ET/PP durante el periodo crítico del ciclo de cultivos de cosecha de invierno (arriba) y cultivos de cosecha estivales (abajo) definidos para la región.

El análisis de correlación entre los valores resultantes del índice de estrés hídrico y los datos de rendimiento arrojó un índice de correlación de -0,47 para el cultivo de trigo y de -0,54 para el cultivo de soja ($p < 0,05$) (Fig. 3.20). La disponibilidad hídrica es el factor más influyente en la determinación del rendimiento durante los periodos críticos de los cultivos de cosecha en las

regiones subhúmedas y semiáridas como la zona de estudio del presente trabajo. A partir de estos resultados se pudo inferir que este índice podría utilizarse como un buen indicador regional de riesgo para los cultivos durante los periodos de definición de sus rindes.

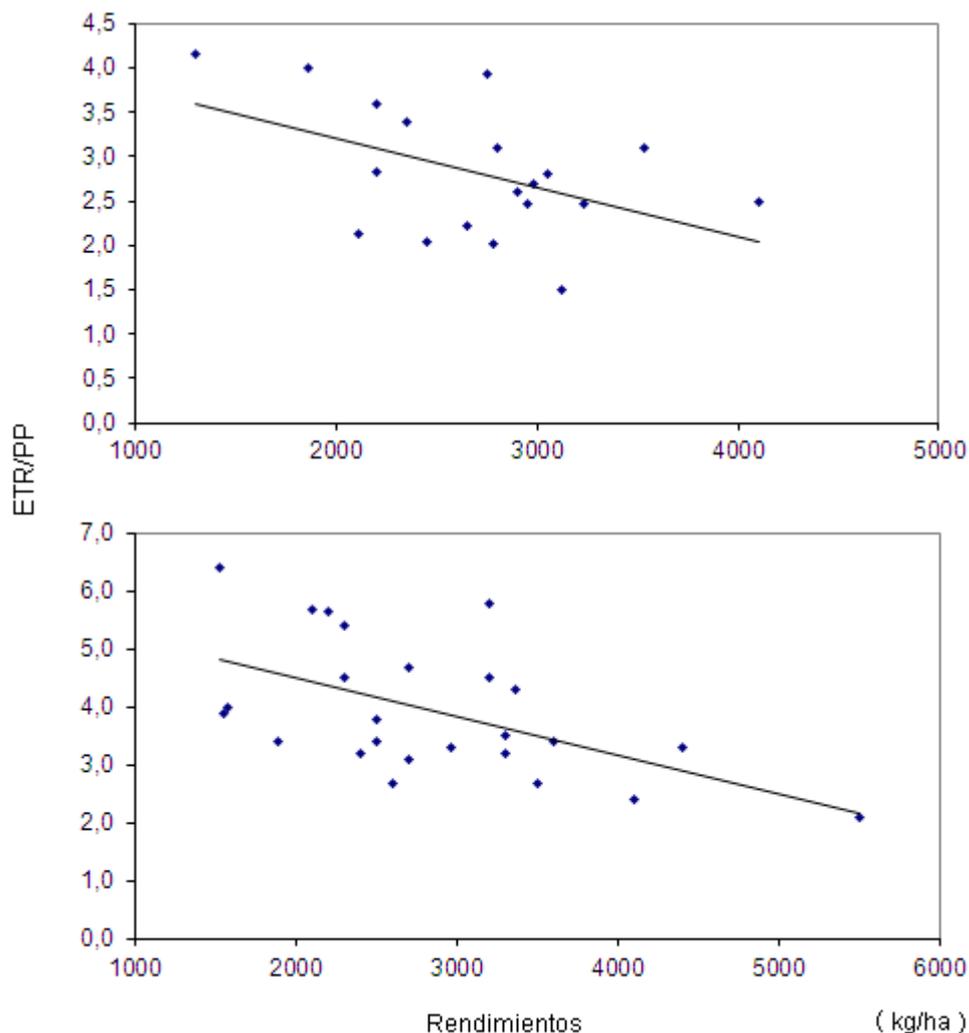


Figura 3.20. Gráficos de dispersión entre el índice ETR/PP y los rendimientos estimados en lotes de trigo (arriba) y en lotes de soja (abajo).

Estimación de reservas de agua del suelo durante el ciclo productivo de cultivos

Se generaron mapas de almacenaje de agua en el suelo por década desde agosto 2012 a marzo 2013. En este trabajo se presentan los mapas correspondientes a las décadas de septiembre, octubre y noviembre de 2012, y enero, febrero y marzo de 2013.

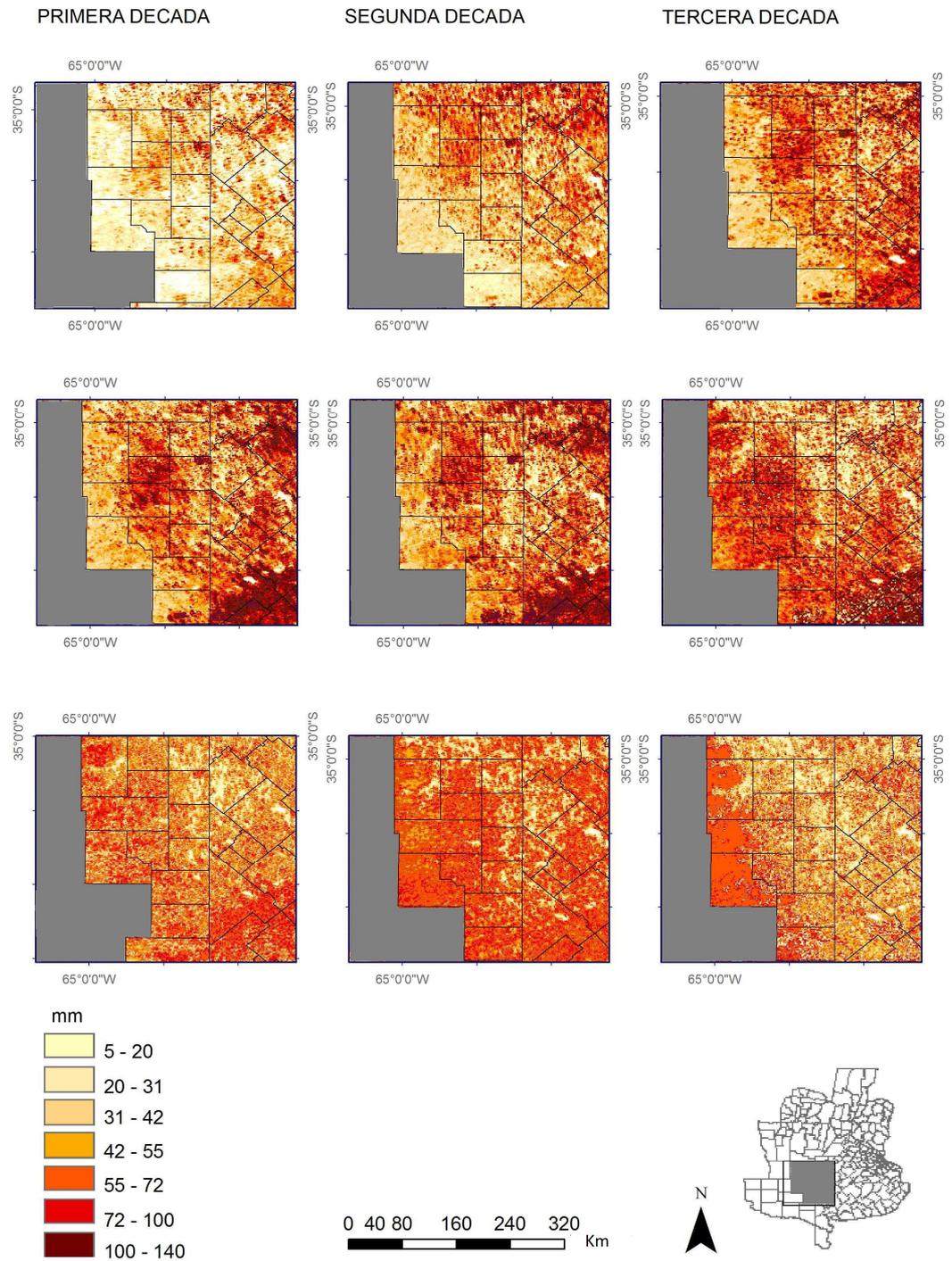


Figura 3.22. Mapas de almacenaje de agua en el suelo estimado durante las tres décadas de los meses de enero (arriba), febrero (centro) y marzo (abajo) del año 2013.

Las imágenes logran representar un patrón de distribución espacial complejo y muy dinámico década a década.

Los valores de la muestra a campo utilizados en la validación mostraron buena amplitud de condiciones de humedad, entre 47 y 134 mm en lotes de trigo y entre 9 y 120 mm en lotes de soja. Estos valores fueron coherentes con los rangos de estimación del modelo durante el periodo de toma del muestreo. El análisis de correlación entre los valores estimados de almacenaje de agua en suelo y los datos medidos a campo durante las décadas analizadas en el ciclo de cultivos de invierno arrojó un índice de correlación de 0,84 en tanto que para las décadas analizadas para cultivos de verano fue de 0,69 ($p < 0,05$). (Fig. 3.23).

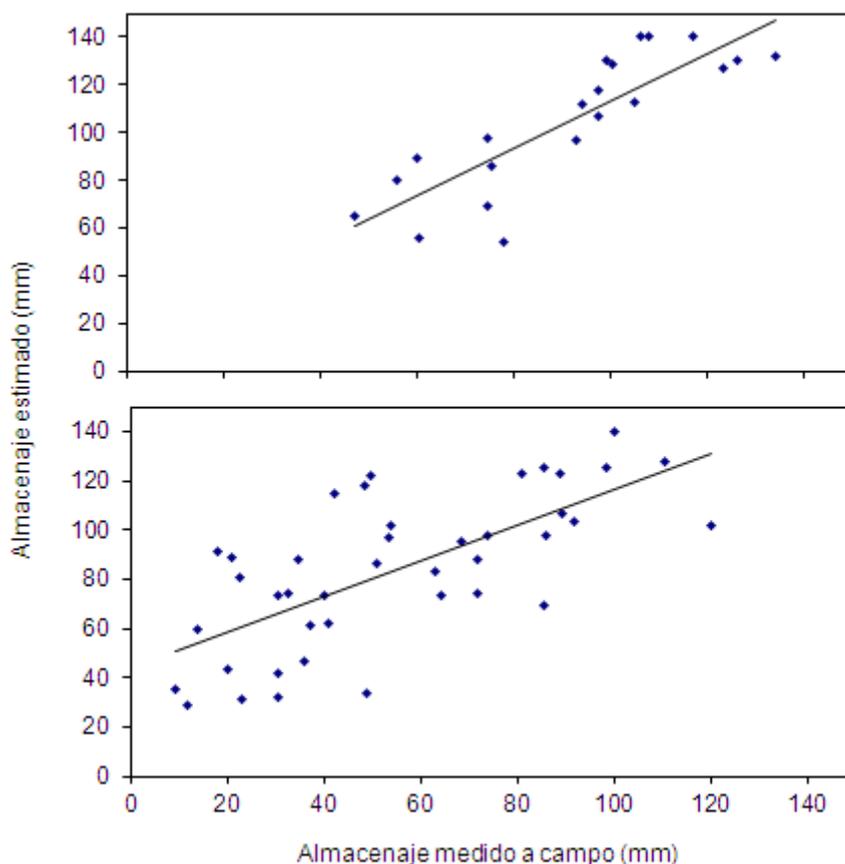


Figura 3.23. Gráficos de dispersión entre almacenaje estimado con el producto de BHS y el almacenaje medido a campo sobre lotes de trigo durante la última década de septiembre y octubre (arriba) y sobre lotes de soja durante la última década de febrero y marzo (abajo)

El RMSE calculado para el periodo septiembre-octubre fue de 20 mm y para el periodo febrero-marzo fue de 37 mm. Los resultados marcan una tendencia a la sobreestimación de las reservas, aunque la respuesta fue mejor para los meses de primavera respecto de los de verano.

Una probable fuente de error en la validación realizada podría deberse al efecto de la heterogeneidad a nivel de lote utilizado para el análisis de la humedad medida a campo, que puede surgir por diferencias en la topografía del terreno dentro del mismo, situación muy común en potreros productivos provinciales.

III.6 CONCLUSIONES

A partir de la precipitación estimada por el RM de Anguil e información complementaria, se desarrolló y presentó una serie de información cartográfica de base con indicadores a escala regional, en resolución espacial 1 x 1 km y en distintas resoluciones temporales. Los productos desarrollados brindarán la posibilidad de realizar un seguimiento a lo largo del ciclo productivo de los cultivos regionales. Las imágenes de radar son generadas cada 10 minutos e integradas diariamente de manera automática, lo que permite contar con un dato actualizado cada 24 hs, con simple accesibilidad y con posibilidad de ser integrado en distinta resolución temporal y generar nuevos productos. Toda esta información es factible de ser presentada en forma accesible de manera online y en formatos gráficos digitales fácilmente utilizables.

El modelo de BHS simple implementado, que considera las principales variables de entrada y salida de agua de los sistemas agrícolas de la región, comprobó la sensibilidad del mismo para detectar las fluctuaciones temporales y espaciales de dicha variable. El mismo presenta como principal desventaja la realización de observaciones indirectas, es decir inferidas a partir de la reflectividad captada por sensores remotos. En la República Argentina actualmente se están desarrollando algunas metodologías para la estimación de la humedad del suelo basadas en teledetección, sin embargo operativamente aún se aplican métodos de extrapolación de datos puntuales de estaciones meteorológicas. Esas técnicas implican grandes costos económicos y de tiempo, y se caracterizan por tener poca utilidad a escala regional debido a que no consideran la variabilidad espacial de las precipitaciones. En este contexto, las imágenes de precipitación de radar en detalle de 1 x 1 km de resolución espacial, se presenta como una metodología apta para el estudio espacial y temporal de esta variable climática. A su vez que posibilita la generación de indicadores útiles

para valorar el desarrollo y los potenciales rendimientos de los cultivos de la región. De esta manera, constituye una herramienta de utilidad en tiempo real y operativo para la toma de decisiones en la planificación de actividades agropecuarias.

IV. CONSIDERACIONES FINALES

Recomendaciones y líneas futuras de trabajo

A partir de los resultados de este trabajo se hacen las siguientes recomendaciones y se plantean líneas de trabajo futuras:

Será necesario continuar con los ajustes periódicos de las estimaciones del radar a partir de parámetros de ajuste obtenidos mediante mediciones de pluviómetros durante periodos precedentes. La utilización de estos procedimientos permitirá disminuir la componente de error sistemática proveniente de una deficiente calibración del hardware. Asimismo será factible de realizar por la disponibilidad y continuidad de registros diarios de lluvia de la red pluviométrica de la provincia de La Pampa.

Comprobadas las diferentes fuentes de error que intervienen en la estimación del radar es recomendable en trabajos futuros aplicar correcciones de manera individual para estos factores:

Para corregir errores provocados por efectos de la distancia de estimación, se propone desarrollar metodologías que apliquen correcciones sobre el PVR teórico que utiliza este radar, adecuándolo a la climatología zonal. Existe una vasta información en la bibliografía sobre el desarrollo de procedimientos referidos a este tema (Harrold y Kitchingman, 1975; Zawadzki *et al.*, 1986; Koistinen, 1991; Joss y Lee, 1995; Vignal *et al.*, 1999; Seo *et al.*, 2000; Germann y Joss, 2002; Franco, 2008). La mayoría de los métodos propuestos se basan en estimar la reflectividad en el suelo a partir de las medidas observadas por el radar en altura suponiendo que la forma del PVR es una determinada. Mediante la comparación del valor que toma el perfil elegido como representativo a la altura de cada medida radar con el valor que toma dicho perfil en el suelo se obtiene un factor de corrección, que aplicado a la medida radar proporcionará una estimación de la reflectividad en el suelo. Esta estimación será más aproximada cuanto más se parezca el PVR representativo al PVR real.

La utilización de una sola relación Z-R no produce el mejor desempeño en

la estimación radar porque de esta manera no se considera la variabilidad espacio temporal dentro y entre los eventos de lluvia. Establecer líneas de trabajo tendientes a evaluar la reflectividad estimada y su relación con las diferentes distribuciones de tamaño de gotas, permitirá obtener relaciones Z-R adecuadas a las condiciones meteorológicas donde está instalado el radar en estudio. Los coeficientes a y b de la relación pueden ser estimados a partir de regresiones lineales entre reflectividad radar y mediciones de intensidad de precipitación, por ejemplo mediante la instalación de disdrómetros para medir los cambios en la distribución del tamaño de gotas (Joss y Waldvogel, 1967, 1969; Campistron, *et al.*, 1987).

Principales aportes

Los productos desarrollados como imágenes de precipitación y demás productos derivados podrán ser generados automáticamente con frecuencia diaria y estarán disponibles como imágenes en formato digital gráfico estándar georreferenciado fácilmente integrables a Sistemas de Información Geográfico (SIG). Podrán ser utilizados como herramienta en procesos de toma de decisiones, por ejemplo integrándose a modelos de alertas tempranas, de enfermedades, inundaciones, anegamientos o sequías, también en predicción de rendimientos de cultivos y producción de forraje, en la determinación de emergencias agropecuarias, en planificación de tareas de pulverización, fumigación, fertilización, siembra, logística y cosecha, y en modelos de predicción que utilicen la variable precipitación o reservas de agua en el suelo.

V. BIBLIOGRAFIA

- Aase, J. K., Pikul Jr, J.L. 2000. Water use in a modified summer fallow system on semiarid northern Great Plains. *Agricultural water management*, 43(3), (pp. 345-357).
- Adler, R. F., Negri, A. J. 1988. A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. *Journal of Applied Meteorology*, 27(1), (pp. 30-51).
- Aguado, F. 1999. Corrección por Perfil Vertical de Reflectividad de los datos de precipitación radar. IV Simposio de Predicción. Serie Monografías. Ministerio de Medioambiente de España
- Alcaraz-Segura, D., Paruelo, J.M., Cabello, J. 2006. Current distribution of ecosystem functional types in the Iberian peninsula. *Global Ecology and Biogeography*, 15, (pp. 200-210)
- Anagonostou, E.N., Krajewski, W.F. Seo, D.J., Jhonson, E.R. 1998. Mean field rainfall bias Studies for WSR-88D. *J Hydrol. Eng.*, 3, (pp. 149-159).
- Andrieu, H., Creutin, J. 1995. Identification of vertical profiles of radar reflectivities for hydrological applications using inverse method. Part 1: formulation. *J. Appl. Meteor.* 34, (pp. 225–239).
- Andrieu, H., Creutin, J., Delrieu, G., Faure, D. 1997. Use of weather radar for the hydrology of a mountainous area. 1. Radar measurement interpretation. *J. Hydrol.* 193, (pp. 1–25)
- Antonio, M. A., Andrade, J.P. 2007. Inundaciones en San Carlos, SP: Avaliacao de chuvas com radar. In: Simposio Brasileiro de Sensoramento Remoto. Florianópolis: INPE, 2007. (pp. 3255-3262).

- Austin, P.M. 1987. Relation between measured radar reflectivity and surface rainfall. *Monthly Weather Review*, 115, (pp. 1053-1069).
- Baier, W., Williams, G. 1974. Regional wheat yield predictions from weather data in Canada. *Proc. Of WMO Symp. "Agrometeorological of wheat crop"* Braunschweig, fed. Rep. Germany 2227 Oct. 1993. WMO N° 396, (pp. 265-283).
- Barnston, A. G., Thomas, J. L. 1983. Rainfall measurement accuracy in FACE: A comparison of gage and radar rainfalls. *Journal of climate and applied meteorology*, 22(12), (pp. 2038-2052).
- Battan, L.J. 1973. *Radar Observation of the atmosphere*. The university of Chicago Press, Chicago, Ill, 324 pp.
- Bech, J., Gjertsen, U., Haase, G. 2007. Modelling weather radar beam propagation and topographical blockage at northern high latitudes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133(626), (pp. 1191-1204).
- Belmonte, M.L., Carrasco, N., Baez, A. 2006. Cosecha gruesa. Soja. Maíz. Girasol. Manual de campo. RIAP Red de Información Agroeconómica para la Región Pampeana. INTA Ediciones. 106 pp
- Belmonte M.L., Fernández; M. D. Bellini Saibene Y., Lorda; H., Schaab, L. Fernández, J. C. Ed. Alberto Quiroga y Jesús Pérez Fernández. 2008. Caracterización tecnológica y productiva del cultivo de girasol para la provincia de La Pampa. El cultivo de girasol en la región semiárida pampeana. EEA Anguil. INTA Ediciones. (pp. 13-26).
- Belmonte, M.L., Fernández, M., Bellini Saibene, Y., Lorda, H., Fuentes, M.E.; Rossi, A., Garay, J., Rivarola, R. Ed. Alfredo Bono, Alberto Quiroga e Ileana Frasier. 2010. Caracterización tecnológica y productiva del cultivo de trigo y otros cereales de invierno para la región semiárida pampeana central. El

cultivo de trigo en la región semiárida y subhúmeda pampeana. EEA Anguil INTA Ediciones.

- Belmonte, M.L., Fuentes, M., Bellini Saibene, Y., Fernández, J., Baez, A., Schaab, L., Ramos, L. 2011. Estado hídrico de los suelos de la región durante el ciclo de los cultivos. Anuario RIAN-RIAP 2009-2010. Boletín de divulgación técnica N° 105. ISSN 0325-2167. (pp. 21-24).
- Berenguer, M., Lee, G., Sempere-Torres, D., Zawadzki, I. 2002. A variational method for attenuation correction of radar signal. Use of radar observations in hydrological and NWP models, H. Russchenberg, Ed., ERAD, Delft The Netherlands. (pp. 11-16).
- Berenguer, M., Zawadzki, I. 2008. A study of the error covariance matrix of radar rainfall estimates in stratiform rain weather and forecasting. 23: (pp. 1085 – 1101).
- Blake, L. V., 1970. Prediction of radar range. Radar Handbook, edited by M. I. Skolnik, (pp. 2-51- 2-55). McGraw-Hill, New York.
- Blanchard, D. C. 1953. Raindrop size-distribution in Hawaiian rains. Journal of Meteorology, 10(6), (pp. 457-473).
- Bluestein, H. B. 1993. Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes. Volume II. Observations and theory of weather systems.
- Bordoy, R., Bech, J., Rigo, T., Pineda, N. 2010. Analysis of a method for radar rainfall estimation considering the freezing level height. Journal of Mediterranean Meteorology & Climatology, 7, (pp 25-39).
- Borga, M., Anagnostou, E., Krajewski, W., 1997. A simulation approach for validation of a brightband correction method. J. Appl. Meteor. 36, (pp 1507–1518).

- Bosch, D., Davis, F. 1998. Rainfall variability and spatial patterns for the southeast. Proc. 4th Int. Conf. Precision Agriculture. St. Paul, MN.
- Brandes, E. A. 1976. Convective rainfall estimation by radar: Experimental results and proposed operational analysis technique. *Preprints, Conference on Hydrometeorology (Ft. Worth)*, AMS, Boston, (pp. 54-59)
- Brandes, E.A. Sirmans, D. 1976: Convective rainfall estimation by radar: Experimental results and proposed operational analysis technique. *Preprints, Conference on Hydrometeorology (Ft. Worth)*, AMS, Boston, (pp. 54-59).
- Brandes, E. A., Vivekanandan, J., Wilson, J. W. 1999. Comparison of radar reflectivity estimates of rainfall from collocated radars. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 16, (pp 1264–1272).
- Bringi, VN., Goddard, J, Cherry, SM. 1982. Comparison of dual polarization radar measurements of rain with ground based disdrometer measurements. *J Appl Meteor.* 21, (pp 252–64).
- Bringi, V. N., Chandrasekar, V. 2001: *Polarimetric Doppler Weather Radar: Principles and Applications*. Cambridge University Press, 636 p.
- Brocca, L., Morbidelli, R., Melone, F., Moramarco, T. 2007. Soil moisture spatial variability in experimental areas of central Italy. *Journal of Hydrology*, 333 (2–4), (pp356–373).
- Cain, D. E., Smith, P. L. 1976. Operational adjustment of radar-estimated rainfall with rain-gauge data-statistical evaluation. In *bulletin of the american meteorological society*. 57, no. 7,(pp. 876-876). 45 beacon st, boston, ma 02108-3693: amer meteorological soc.

- Calheiros, R., Zawadski, I. 1986. Reflectivity – Rain Rate Relationships for Radar Hydrology in Brazil. *Journal of climate and applied meteorology*, vol. 26, (pp. 118 – 132).
- Campistron, B., Despaux, G., Lacaux, J. P. 1987. A microcomputer data-acquisition system for real-time processing of raindrop size distribution measured with the RD69 Distrometer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 4(3), (pp. 536-540).
- Carrasco, N., Baez, A., Belmonte, M.L. 2009. Trigo. Manual de Campo, 2ª ed. 78 p. INTA Ediciones. ISBN 978-987-1623-45-7
- Casagrande, G.; Borda, M.; Campi, E.; Cepeda, J.; Schaab, L.; Ramos, L. 2011. Relevamiento de información. Información agrometeorológica de La región. Anuario RIAN-RIAP 2009-2010. Boletín de divulgación técnica N° 105. INTA Ediciones. ISSN 0325-2167. (pp. 11-13)
- Casagrande, G., Deanna, M.E., Farrell, A., Babinec, F. 2012. Estadísticas agroclimáticas de la EEA Anguil “Ing. Agr. Guillermo Covas”. Periodo 1973-2011. INTA Ediciones. Publicación Técnica N° 88. ISSN 0325-2132.
- Chevallier, P. 2000. Adquisición y procesamiento de datos. Tcci, C.E. M. (Org.). Hidrología: Ciencia y Aplicación. 2º ed., Porto Alegre. Editora da Universidade, UFRGS, 2000, 943 p.
- Churchill, D. D., Houze Jr., R. A. 1984: Development and structure of winter monzón cloud clusters on 10 December 1978. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41, (pp 933-960).
- Ciach, G. J. Krajewski, W. F. 1999. On the estimation of radar rainfall error variance. *Advances in Water Resources*, 22, (pp585-595).

- Ciach, G. J. 2003. Local random errors in Tipping-Bucket rain gauge measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20, (pp 752-759).
- Cohen, A., Smolski, A. 1966. The effect of rain on satellite Communications Earth terminal rigid radomes. *Microwave J.*, 4, (pp. 1-5).
- Collier, C. 1986. Accuracy of rainfall estimates by radar, Part I: Calibration by telemetering raingauges. *Journal of Hydrology*, 83(3), (pp. 207-223).
- Collier, C. 1996. *Applications of Weather Radar Systems*, Praxis Publishing Ltd., ISBN 0-471-96013-6. 390 pp.
- Collins F., Bolstad P. 1996. A comparison of spatial interpolation techniques in temperature estimation. In: *Proceedings of the Third International Conference/Workshop on Integrating GIS Environmental Modeling*. Santa Fe. USA.
- Creutin, J. D., Andrieu, H., Faure, D. 1997. Use of weather radar for the hydrology of a mountainous area. Part II: Radar measurement validation. *J. Hydrol.*, 193: (pp. 26–44).
- Della Chiesa, T. 2011. Estimación del balance de agua del suelo en la región pampeana utilizando datos provenientes de sensores remotos. Trabajo correspondiente al ciclo de intensificación para acceder al título de ingeniero agrónomo. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Agronomía
- Di Bella, C.M., Rebella, C.M., Paruelo, J.M. 2000. Evapotranspiration estimates using NOAA AVHRR imagery in the Pampa Region of Argentina. *International Journal of Remote Sensing*. 21(4): (pp. 791-797).
- Dinku, T., Anagnostou, E. N., Borga, M., 2002. Improving radarbased estimation of rainfall over complex terrain, *J Appl Meteorol*, 41, (pp. 1163–1178).

- Doviak, R.J., Zrníc, D.S. 1992. Doppler radar and weather observations. Academic Press, San Diego, CA (USA), 562 pp.
- Ebert, E.E., Janowiak, J., Kidd, C. 2007. Comparison of near real time precipitation estimates from satellite observations and numerical models. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 88, (pp. 47-64).
- Emmanuel, I., Andrieu, H., Tabary, P. 2012. Evaluation of the new French operational weather radar product for the field of urban hydrology. *Atmospheric Research*, 103, (pp. 20-32).
- Engman, E. T.; Gurney, R. J. 1991. Remote sensing in hydrology. Chapman and Hall Ltd.
- Fabry, F., Austin, G. L., Tees, D., 1992. The accuracy of rainfall estimates by radar as a function of range. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 118, (pp 435–453).
- FAO, 2002. Livestock: intensification and its risks, pp. 58–63. In: *World Agriculture: Towards 2015/2030. Summary report*, Rome. 99 pp.
- Fattorelli, S., Da Ros, D., Casale, R., Borga, M. 1999. 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*.
- Fernández Long M.E., García Skabar, Y., Ferreira, L., Spescha, L. 2011. Balance De Agua En El Suelo Con Precipitación Estimada A Partir De Sensores Remotos. Presentado no XVII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia – 18 a 21 de Julho de 2011 – SESC Centro de Turismo de Guarapari, Guarapari - ES.
- Forte Lay, J.A., Villagra, M.M. 1983. El balance hidrológico de Thornthwaite y Mather (1955) aplicado bajo diferentes unidades de tiempo. Verificación con valores observados y comparación de resultados. *Actas del XI Congreso*

Nacional del Agua. Córdoba (Argentina), mayo de 1983. Tomo I, Aguas Superficiales 1, (pp. 89-119).

Franco, M. 2006. Improvements in weather radar rain rate estimates using a method for identifying the vertical profile of reactivity from volume radar scans. *Meteorologische Zeitschrift*, Vol. 15, No.5, (pp. 521-536).

Franco, M. 2008. Estimación cuantitativa de la lluvia mediante radar meteorológico. Corrección del error asociado a la variación vertical de la reflectividad. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Catalunya. España

Gabella, M., Amitai, E. 2000. Radar rainfall estimates in an alpine environment using different gage adjustment techniques. *Phys. Chem. Earth (B)* 25, (pp. 927–931).

Galmarini, A.G. 1961. Caracterización climática de la provincia de La Pampa. Operación carnes (CAFADE). Publicación técnica 13.

Gematronik, 2005. Rainbow® 5 Products & Algorithms. Gematronik GmbH., Raiffeneisenstr. 10, 41470 Neuss, Germany

Germann, U., Galli, G., Boscacci, M., Bollinger, M. 2006. Radar precipitation measurement in a mountainous region. *Q J R Meteorol Soc*, 132, (pp. 1669-1692)

Germann, U., Joss, J. 2002. Mesobeta profiles to extrapolate radar precipitation measurements above the Alps to the ground level. *Journal of Applied Meteorology*, 41(5), (pp. 542-557).

Gibson, M. 2000. Comparative study of several gauge adjustment scheme. *Phys. Chem. Earth (B)* 25, (pp. 921–926).

- Gjertsen, U., Salek, M., Michelson, D. B. 2003. Gauge-adjustment of radar-based precipitation estimates—a review. COST-717 working document No. WDD, 2(200310), 1.
- Gourley JJ, Tabary P, Parent du Chatelet J. 2007. A fuzzy logic algorithm for the separation of precipitating from nonprecipitating echoes using polarimetric radar observations. *J Atmos Oceanic Technol* 2007; 24, (pp. 1439–51).
- Groisman, P.Y., Legates, D.R., 1994. The accuracy of United States precipitation data. *Bull. Amer. Soc.* 75, (pp. 215–227).
- GVSIG. Software de SIG (Sistemas de Información Geográfica).
<http://www.gvsig.org>
- Habib, E., Krajewski, W. F. 2002. Uncertainty analysis of the TRMM ground-validation radar-rainfall products: Application to the TEFLUN-B field campaign. *Journal of Applied Meteorology*, 41, 5, (pp. 558-572).
- Habib, E., Ciach, J. G., Krajewski, W. F. 2004. A method for filtering out raingauge representativeness errors from the verification distributions of radar and raingauge rainfall. *Adv. Water Resour.*, 27, (pp. 967–980).
- Hagan, A. K., Bowen, K. L., Bauske, E. M., Getz, R. R., Adams, S. D. 1999. Doppler radar precipitation estimates added to AU-Pnut advisory. (Abstr.) *Phytopathology* 89(suppl.):S32.
- Hannesen, R., Gysi, H. 2002. An enhanced precipitation accumulation algorithm for radar data. In *Proc. ERAD* (pp. 266-271)
- Harrison, D. L., Driscoll, S. J., Kitchen, M. 2000. Improving precipitation estimates from weather radar using quality control and correction techniques. *Meteorological Applications*, 7(2), (pp.135-144).

- Harrold T.W., Kitchingman, P.G. 1975. Measurement of surface rainfall using radar when the beam intersects the meeting layer. *Preprints, 16th radar Meteorology conference (Houston)*, AMS, Boston, (pp. 473-478)
- Harrold, T. W., E. J. English, Nicholass, C.A. 1974: The accuracy of radar-derived rainfall measurements in hilly terrain. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 100, (pp. 331–350).
- Hartmann, T., Tamburrino, M. S., Bareilles, F. 2010. Análisis preliminar de datos obtenidos por la red de radares del INTA para el estudio de precipitaciones en la Región Pampeana. 39º Congreso Argentino de Agroinformática. 2das Jornadas Argentinas de Informática. JAIIO, sep. 2010
- Hildebrand, P.H., Towery, N. Snell, M.R. 1979. Measurement of convective mean rainfall over small areas using high-density raingages and radar. *J. Appl. Meteorol.*, 18, (pp. 1316-1326).
- Hoffman, J. 1988. Las variaciones climáticas ocurridas en la Argentina desde fines del siglo pasado hasta el presente. P 275-290. En: El deterioro del ambiente en la República Argentina. FECIC, Bs As, Arg.
- Hubbard, K. G. 1994. Spatial variability of daily weather variables in the High Plains of the USA. *Agric. For. Meteorol.* 68:29-41.
- Huff, F.A. 1971. Evaluation of precipitation records in weather modification experiments. *Advances in Geophysics*, Vol. 15, pp. 59-134, Academic Press, New York
- Huff, F. A., Towery, N. G. 1978. Utilization of radar in operation of urban hydrologic systems. Preprints. In 18th Conference on Radar Meteorology, Amer. Meteor. Soc, Boston (pp. 437-441).
- INTA., Gobierno de La Pampa., UNLPam. 1980 Inventario integrado de recursos naturales de la provincia de La Pampa. ISAG Buenos Aires. 493 pp.

- Irurzun A, Damiano F, Moschini RC. 2006. Comparación entre el área de ocurrencia de precipitación medida por sensoramiento remoto y estaciones de superficie en el noreste de la región pampeana. XI Reunión Argentina de Agrometeorología. La Agrometeorología y El Desarrollo Local. La Plata, Bs., As., Argentina. 5 al 8 de Septiembre de 2006.
- Jayakrishnan, R., Srinivasan, R., Arnold, J. G. 2004. Comparison of rain gauge and WSR-88D Stage III precipitation data over the Texas-Gulf basin. *J. Hydrol.* 492, (pp135-152)
- Joe, P.J. Smith, P. L., 2001. Summary of the radar calibration workshop. Preprints, 30th International Conference on Radar Meteorology, Munich, Germany, American Meteorological Society, (pp. 174-176).
- Jones, D. M. 1956. Rainfall drop size-distribution and radar reflectivity. Defense Technical Information Center.
- Joss, J., Lee, R., 1995. The application of radar gauge comparisons to operational precipitation profile corrections. *J. Appl. Meteor.* 34, (pp. 2612–2630).
- Joss, J., Waldvogel, A. 1967. A raindrop spectrograph with automatic analysis. *Pure Appl. Geophys*, 68, (pp 240-246).
- Joss, J., Waldvogel, A. 1969. Raindrop size distribution and sampling size errors. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 26(3), (pp. 566-569).
- Joss, J., Waldvogel, A. 1990. Precipitation measurements and hydrology. In: D. Atlas (ed.), *Radar in Meteorology*, Am. Meteorol. Soc., Boston, MA, 577–606.
- Joss, J., Zawadzki, I. 1997. Raindrop size distribution again? Preprints, 28th Conf. on Radar Meteorology, Austin, TX, Amer. Meteor. Soc., 326–327.

- Kemerait, R. C., Jr., Brenneman, T. B., Hoogenboom, G. 2003. Evaluation of Doppler-radar based AU-pnut advisory for disease Management in peanut. (Abstr.) *Phytopathology* 93(suppl.):S44.
- Kidd, C. K., Kniveton, M. C., Todd, M. C., Bellerby, T. J. 2003. Satellite rainfall estimation using combined passive microwave and infrared algorithms. *J. Hydrometeor.*, v. 4, (pp. 1088-1104).
- Kitchen, M., Blackall, R.B. 1992. Representiveness errors in comparisons between radar and gauge measurements of rainfall. *J. Hydrolog.*, 134, (pp 13-33).
- Kitchen, M., Brown, R., Davies, A.G., 1994. Real time correction of weather radar for the effects of bright band range and orographic growth in widespread precipitation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 120, (pp. 1231–1254).
- Kitchen, M., Jackson, P. M., 1993. Weather Radar Performance at Long Range - Simulated and Observed. *J. Appl. Meteor.* 32, (pp. 975–985)
- Klazura, G. E.; Kelly, D.S. 1995: A comparison of high resolution rainfall accumulation estimates from the WSR-88D precipitation algorithm with rain gauge data. Preprints, 27th Conf. on Radar Meteorology, Vail, CO, Amer. Meteor. Soc., 31–34.
- Koistinen, J., Michelson, D. B. 2002. BALTEX weather radar-based precipitation products and their accuracies. *Boreal environment research*, 7(3), (pp. 253-263).
- Koistinen, J., Puhakka, T. 1981. An improved spatial gauge - RADAR adjustment technique., 20th Conference on RADAR Meteorology. Boston, USA. (pp. 179 – 186).
- Koistinen, J., Puhakka, T., 1986. Can we calibrate radar with raingauges? *Geophysica (Helsinki)* 22, (pp.119–129).

- Kracmar, J., Joss, J., Novak, P., Havranek, P., Salek, M. 1998. First steps towards quantitative usage of data from Czech weather radar network. COST75 Advanced Weather Radar Systems. COST75 Final Seminar, Locarno, Switzerland, 23–27 March. 1998; (pp. 91–101).
- Krajewski, W. F.; Ciach, G. F.; Habib, E. 2003. An analysis of small scale rainfall variability in different climatic regions. *Hydrol. Sci. J.*48, (pp. 151-162).
- Krajewski, W. F., Smith, J. A. 2002. Radar hydrology: rainfall estimation. *Advances in water resources*, 25(8), (pp. 1387-1394).
- Larson, L. W., Peck, E. L. 1974. Accuracy of precipitation estimates for hydrologic modelling. *Water Resources Res.*, 10, (pp. 857-863).
- Laurence, H., Fabry, F., Dutilleul, P., Bourgeois, G., Zawadzki, I. 2002. Estimation of the spatial pattern of surface relative humidity using ground based radar measurements and its application to disease risk assessment. *Agricultural and Forest Meteorology*, 111(3), (pp 223-231).
- Lee, G. 2006. Sources of errors in rainfall measurements by polarimetric radar: variability of drop size distributions, observational noise, and variation of relationships between R and polarimetric parameters. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 23, (pp.1005-1028).
- Lee, G. W., Seed, A. W., Zawadzki, I. 2007. Modeling the variability of drop size distributions in space and time. *Journal of applied meteorology and climatology*, 46(6), (pp. 742-756).
- Levizzani, V., Amorati, R., Meneguzzo, F. 2002. A review of satellite-based rainfall estimation methods, European Commission Project MUSIC Report (EVK1-CT-2000-00058), 66 pp.

- Linsley R. 1977. Hidrología para ingenieros. Ediciones Castilla, Barcelona, España. 168 pp.
- Lorda. H.; Roberto, Z.; Bellini, Y.; Sipowicz, A.; Belmonte, M. 2008. Descripción de zonas y subzonas agroecológicas RIAP. Área de Influencia de la EEA Anguil RIAN-RIAP. Boletín de divulgación técnica N° 96. ISSN 0325-2167
- Machado, I. (2006). Avaliação de métodos de composição de campos de precipitação para uso em modelos hidrológicos distribuídos., Escuela de Ingeniería de San Carlos. Universidad de Sao Paulo: Sao Paulo, Brasil. p. 191.
- Magliano, PN; Mercau, JL; Jobbágy, EG. 2012 ¿Es el radar TRMM (NASA, JAXA) un buen estimador de las precipitaciones de la región central Argentina? XI Congreso Argentino de Meteorología. Argentina.
- Marshall, J.; Palmer, W. 1948. The distribution of raindrops with size. *J. Meteorol.* 4, (pp. 186–192).
- McGuinness, J. L., 1963; Accuracy of estimating watershed mean rainfall. *J. Geophys. Res.*, 68, (pp. 4763-4767)
- Meischner, P.; Collier, C.; Illingworth, A.; Joss, J.; Randeu, W. 1997. Advanced weather radar systems in Europe: The COST 75 action. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(7), (pp. 1411-1430).
- Meneghini, R.; Eckerman, J.; Atlas, D. 1983. Determination of rain rate from a spaceborne radar using measurements of total attenuation. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-21, 34-43. Meteorology, Zurich, Switzerland, (pp. 251-256).
- Mercuri, P.A. 2010. Radares en red. Seguimiento online de precipitaciones. INTA Informa, N° 576, marzo 2010.

- Mezher, R.; Barros, V.; Mercuri, P. 2009. Climatología de eventos de granizo en la región Pampeana. XIII Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología (CLIMET XIII) y X Congreso Argentino de Meteorología.
- Michelson, D.B.; Koistinen, J. 2000. Gauge-Radar network adjustment for the baltic sea experiment. *Phys. Chem. Earth (B)* 25, (pp. 915–920).
- Michelson, D.B. 2003. Quality control of weather radar data for quantitative application, PhD thesis, Telford Institute of Environmental Systems, University of Salford, Salford, UK, 281 pp.
- Ministerio de Agricultura, Ganadería y Pesca de la Nación. 2011. Herramientas para la evaluación y gestión del riesgo climático en el sector agropecuario. Argentina; coordinado por Sandra E. Occhiuzzi; Pablo Mercuri; Carla Pascale. - 1ª ed. - Buenos Aires: 130 p. ISBN 978-987-27062-3-4
- Moreau, E.; Testud, J.; Le Bouar, E. 2009. Rainfall spatial variability observed by X-band weather radar and its implication for the accuracy of rainfall estimates. *Advances in Water Resources*, 32, (pp. 1011-1019).
- Nicks, A.D., 1966. Field evaluation of rain gage network design principles. Symposium design of hydrological networks. *International Assoc. Sci. Hydrol. Pub.*, 67, (pp 82-93).
- Nzeukou, A.; Sauvageot, H.; Ochou, A. D.; Kebe, C. 2004. Raindrop size distribution and radar parameters at Cape Verde. *Journal of Applied Meteorology*, 43(1), (pp. 90-105).
- Paruelo, J.M. 2008. La caracterización funcional de ecosistemas mediante sensores remotos. *Ecosistemas* 17, (pp. 4-22).
- Paruelo, J.M., Jobbagy, E.G.; Sala O.E. 2001. Current distribution of ecosystem functional types in temperate South America. *Ecosystems*, 4, (pp 683-698).

- Pascale A., Damario E. 1977. El balance hidrológico seriado y su utilización en estudios agroclimáticos. Rev. de la Fac. de Agronomía de La Plata. LIII (1-2), (pp 15-34).
- Pascale, A., Damario E. 2004. Bioclimatología Agrícola y Agroclimatología. Ed. Facultad de Agronomía, Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires, Argentina, 547 pp.
- Pastor Garcia, V. 2013. Comparació de la pluja estimada per radar i la mesurada per pluviògrafs. Tesis de master. Universidad de Barcelona. Barcelona, España.
- Llort, X. 2010. A study of the structure of radar rainfall and its errors. 2010. Tesi Doctoral Programa d'Enginyeria Civil Universitat Politècnica de Catalunya. center of Applied Research in Hydrometeorology (CRAHI). Catalunya, España.
- Probert – Jones, J. R., 1962. The radar equation in meteorology. Quarterly Journal of the Royal meteorological Society, 88, (pp. 485-495).
- Quintero, F., Sempere-Torres, D., Berenguer, M., Baltas, E. 2012. A scenario-incorporating analysis of the propagation of uncertainty to flash flood simulations. Journal of Hydrology, 460, (pp. 90-102).
- Quiroga, A., Paccapelo, H. 1990. Evaluación de algunos aspectos de las relaciones hídricas en trigo, en la Región Semiárida Pampeana. Revista de la Facultad de Agronomía. Universidad Nacional de La Pampa. Vol 5 (2), (pp. 109-115).
- Quiroga, A., Fernández, R., Azcarate, P., Bono, A. Gaggioli, C. Editores Alberto Quiroga y Alfredo Bono 2012. Agua del suelo bases funcionales para su manejo. Manual de fertilidad y evaluación de suelos Publicación técnica N° 89. Año 2012. ISSN 0325-2132.

- R Development Core Team. 2010. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. ISBN 3-900051-07-0, URL <http://www.R-project.org/>.
- Ravelo, A.C., Santa, J. A. 2000. Estimación de las precipitaciones utilizando información satelital y terrestre en la provincia de Córdoba (Argentina). *Agriscientia*, 17, (pp. 21-27).
- Rinehart, R. 2007. Radar for meteorologists. Dept. of Atmospheric Sciences, Center for Aerospace Sciences. University of North Dakota. 428 pp.
- Roberto, Z.E., Casagrande, G., Viglizzo, E.F. 1994. Lluvias en la pampa central. Tendencias y variaciones del siglo. Publicación N°2. INTA, Centro Regional La Pampa-San Luis, Argentina.
- Rosegrant, M.W., Cai, X., Cline, S., Nakagawa, N. 2002. The role of rainfed agriculture in the future of global food production. Environment and Production Technology Division, International Food Policy Research Institute.
- Rosenfeld, D.; Amitai, E.; Wolff, D.B. 1995. Classification of rain regimes by the threedimensional properties of reflectivity fields. *Journal of Applied Meteorology*, 34, (pp. 198-211).
- Rosengaus, M. 1995. Revisión Temática. Fundamentos de radares meteorológicos: Aspectos clásicos. *Ingeniería Hidráulica en México*. 10, (pp. 55-74).
- Ryde, J.W.; Ryde, D. 1945. Attenuation of centimetre and milimetre waves by rain, hail, fogs, and clouds. *GEC Rept. 8670*, General Electric Co.
- Ryzhkov, A.V.; Schuur, R.J.; Burgess, D.W.; Heinselman, P.L.; Giangrande, S.E.; Zmic, D.S. 2005. The Joint Polarization Experiment: Polarimetric rainfall

measurements and hydrometeor classification. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 86, (pp. 809-824).

Ryzhkov, A.; Zrnich, D. 1996. Assessment of rainfall measurement that uses specific differential phase. *J. Appl. Meteor.*, 35, (pp. 2080–2090).

Sánchez-Diezma, R.; Sempere-Torres, D.; Zawadzki, I.; Creutin, J.D. 2001. Hydrological assessment of factors affecting the accuracy of weather radar measurements of rain. Preprints, 5th International Symposium on Hydrological Applications of Weather Radar, Kyoto, Japan, (pp. 433-438).

Sarochar, R.H.; Ciappesoni, H.H.; Ruiz, N.E. 2005. Precipitaciones convectivas y estratiformes en la Pampa Húmeda: una aproximación a su separación y aspectos climatológicos de ambas. *Meteorologica*, 30(1-2), (pp. 77-88).

Sauvageot, H. 1991. *Radar meteorology*. Artech House, Inc, 1991. 315 pp.

Sauvageot, H. 1994. Rainfall measurement by radar: A review. *Atmospheric Research*, 35(1), (pp. 27-54).

Scaranari, D.; Marzano, F.; Vulpiani, G.; Montopoli, M.; Celano, M.; Alberoni, P. 2006. Hydrometeor supervised classification using a bistatic C-band weather radar configuration. *Proceedings of European radar conference ERAD 2006*.

Scofield, R.A. 1987. The NESDIS operational convective precipitation estimation technique. *Mon. Wea. Rev.*, 115, (pp. 1773–1792)

Seed, A.W.; Nicol, J.; Austin, G. L.; Stow, C. D.; Bradley, S. G. 1996. The impact of radar and raingauge sampling when calibrating a weather radar. *Meteorol. Appl.*, 3, (pp. 43–52).

Selex-Gematronik. 2008. *Rainbow® 5 User guide*. Products and Algorithms. Gematronik Weather Radar System. Germany. 298 pp

- Sempere Torres, D.; Porrà, J.M.; Creutin, J.D. 1994: A general formulation for rain drop size distribution. *Journal of Applied Meteorology*, 33, (pp.1494-1502).
- Sempere-Torres, D.; Sánchez-Diezma, R.; Zawadzki, I.; Creutin, J. D. 1999. DSD identification following a pre-classification of rainfall type from radar analysis. Preprints, 29th International Conference On Radar Meteorology, Montreal, Quebec, Canada, American Meteorological Society, (pp. 632-635).
- Seo, D. J.; Fulton, R. A.; Breidenbach, J. P. 1998. Rainfall estimation in the WSR-88D era for operational hydrologic forecasting in the National Weather Service. Preprints. In Special Symposium on Hydrology. Am. Meteor. Soc., Boston, MA.
- Seo, D.J.; Breindenbach, J.P. 2000. Real-Time correction of spatially nonuniform bias in radar rainfall data using rain gauge measurements. Submitted for publication
- Sierra, E.M.; Conde, M.; Perez, S. 1995. La migración de cultivos de granos como indicador del cambio climático 1941-93 en la Region Pampeana Argentina. *Rev. Fac. Agr. (UBA)* 15, (pp.171-176).
- Sistema Nacional de Radares Meteorológicos. SINARAME. Andrés Rodríguez, Héctor Ciappesoni. Simposio de radarización y sistemas de alerta hidrometeorológicas del cono sur. Buenos Aires, 11 de septiembre de 2012, Argentina.
- Smith Jr. P.; Myers, C.; Orville, H. 1975: Radar Reflectivity Factor calculations in Numerical Cloud Models Using Bulk Parametrization of Precipitation. *Journal of Applied Meteorology*, Vol.14, (pp. 1156-1165)
- Smith, J. A.; Krajewski, W.F. 1991. Estimation of the mean field bias of radar rainfall estimates. *J Appl. Meteorol.*, 30, (pp. 397-412).

- Smith, J.A.; Seo, D.J.; Baek, M.L.; Hudlow, M.D. 1996. An intercomparison study of NEXRAD precipitation estimates. *Water resour.* 32, (pp. 2035-2045).
- Solis Villagrán Z; Flores Garnica J.G. 2003. Análisis comparativo de técnicas de interpolación en la estimación de la variación espacial de factores en una cuenca hidrográfica. XIII Reunión Nacional SELPER. Puerto Vallarta. México.
- Steiner, M.; Houze Jr., R.A. 1993. Three-dimensional validation at TRMM ground truth sites: some early results from Darwin, Australia. Preprints, 26th International Conference on Radar Meteorology, Norman, Oklahoma, USA, American Meteorological Society, (pp. 417-420).
- Steiner, M.; Houze Jr, R. A.; Yuter, S. E. 1995. Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. *Journal of Applied Meteorology*, 34(9), (pp. 1978-2007).
- Subsecretaría de Ecología del Gobierno de La Pampa. 1998. Programa de acción nacional de lucha contra la desertificación. Cartilla de divulgación N° 6. 13 pp.
- Thornthwaite, C.W.; Mather, J.R. 1955. The water balance. *Publications in Climatology VIII*, (1):104 p. Drexel Inst. of Tech., New Jersey. USA.
- Ulbrich, C. W.; Lee, 1999. Rainfall measurement error by WSR-88D radars due to variations in Z-R law parameters and the radar constant. *J. Atmos. Oceanic Techn.*, 16, (pp. 1017-1024).
- Veneciano, J. H.; Federigi, M.E. 2005. Las erráticas lluvias de primavera. *Informativo Rural*, EEA San Luis, INTA, 6, (pp. 4-5).
- Vidal, L.; Salio, P.; Pappalardo, L. 2012. Uso combinado de datos TRMM/PR y disdrómetro para corrección de reflectividad de radares meteorológicos en

Argentina", 1^a Encuentro de investigadores en Formación en Recursos Hidricos (IFRH 2012), 15-16 Junio 2012, INA, Ezeiza.

Viglizzo, E.F., Roberto, Z.E., Brockington, N.R. 1991. Agroecosystem performance in the semiarid pampas of Argentina and their interactions whit the environment. *Agric. Ecosyst Environment* 55, (pp. 7-16)

Viglizzo, E.F.; Lértora, F.; Pordomingo, A.J.; Bernardos, J.N.; Roberto, Z.E; Del Valle. H. 2001. Ecological lessons and applications from one century of low external-input farming in the Pampas of Argentina. *Agric. Ecosys. Environ.* 83, (pp. 65-81).

Vignal, B., Andrieu, H., Creutin, J. D. 1999. Identification of vertical profiles of reflectivity from volume scan radar data. *Journal of applied meteorology*, 38(8), (pp. 1214-1228).

Wexler, R., Atlas, D. 1963. Radar reflectivity and attenuation of rain. *J. Appl. Meteorol.*, 2, (pp. 276-280).

Wilson, J. 1976. Radar-rain gage precipitation measurements: A summary. *Preprints, Conference on Hydrometeorology (Ft. Worth)*, AMS, Boston, (pp. 72-75)

Wilson, J., Brandes, E. 1979: Radar measurement of rainfall. A summary. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 60, (pp. 1048–1058)

WMO, 1986. Intercomparison of models of snowmelt runoff. *Operational Hydrology Report No. 23*, Geneva. WMO Publ. 646

Woodley, W. L., Olsen, A., Herndon, A., Wiggert, V. 1974. Optimizing the measurement of convective rainfall in Florida.

- World Meteorological Organization, 1966. World Meteorological Organization; International Meteorological Vocabulary. WMO, Geneva (1966) WMO-No 182, TP.91
- Workneh, F., Narasimhan, B., Srinivasan, R., Rush, C. M. 2006. Assessment of Regional Site-Specific Sorghum Ergot Severity Potential Using Radar-Rainfall Measurement. *Plant Disease*, 90(6), p705.
- Zawadzki, I., 1975. On radar-Raingage comparison. *J. App. Met.*, 14, (pp. 1430-1436).
- Zawadzki, I., 1984. Factors affecting the precision of radar measurement of rain. Preprints, *22th International Conference on Radar Meteorology*, Zurich, Switzerland, American Meteorological Society, (pp. 251-256).
- Zawadzki, I., 2006. Sense and nonsense in radar QPE. Preprints, *Fourth European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology*, Barcelona, Spain, ERAD Publication Series, Vol. 3, (pp. 121- 124).
- Zawadzki, I., Desrochers, C., Torlaschi, E., Bellon, A. 1986. A Radar-raingauge Comparison. In Preprints, *23 rd Conf. on Radar Meteorology*, Snowmass, Colorado, Amer. Meteor. Soc (pp. 121-124).
- Zrnic, DS., Ryzhkov, AV. 1999. Polarimetry for weather surveillance radar. 1999. *Bull Am Meteor Soc* 1999;80, (pp. 389–406).

