ESTIMACIÓN DE LOS CAMPOS MENSUALES HISTÓRICOS DE PRECIPITACIÓN EN EL TERRITORIO COLOMBIANO

Tesis de maestría presentada por
Andrés Felipe Hurtado Montoya, I.C.

Trabajo de investigación presentado como requisito parcial para optar el título de Magister en Ingeniería - Recursos Hidráulicos

UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA SEDE MEDELLÍN
Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos
Facultad de Minas
Medellín, Diciembre de 2009

ESTIMACIÓN DE LOS CAMPOS MENSUALES HISTÓRICOS DE PRECIPITACIÓN EN EL TERRITORIO COLOMBIANO

Tesis de maestría presentada por
Andrés Felipe Hurtado Montoya, I.C.

Director:
Ph.D. Óscar José Mesa Sánchez

UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA SEDE MEDELLÍN
Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos
Facultad de Minas
Medellín, Diciembre de 2009

Dirección del autor / Author address

Andrés Felipe Hurtado Montoya
Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos
Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Minas
Medellín - Colombia

e-mail: afhurtad@gmail.com
tel: (57-4) 2217359
móvil: 3014287779

A mis madres MARY, MELA y MAMÁ ANA

...han sido muchos años,
han sido más que suficientes,
ha sido mi esfuerzo una obligación
ante su dedicación, amor y compresión,
ante mi suerte de crecer con ustedes...

...han sido muchos años en los cuales
me ha correspondido la parte más fácil,
lo de ustedes es inigualable...

A LINA, por todo su amor

A la memoria de mi abuela MAMÁ ANA

Agradecimientos

A COLCIENCIAS por haber fundado el programa GRECIA.

A mis Profesores OSCAR MESA y GERMÁN POVEDA. Les agradezco enormemente por haberme brindado la gran oportunidad de aprender de ustedes, de trabajar con ustedes, por haber confiado en mis capacidades, por la paciencia y dedicación que sobre mi formación tuvieron, por la responsabilidad con que desempeñan la docencia y sobre todo por hacer de mi paso por el posgrado una de las experiencias más valiosas e importantes en mi vida personal y profesional.

Gracias a los demás profesores del posgrado, en especial al profesor LUIS CARVAJAL por permitirme trabajar en el posgrado, por apoyarme continuamente en mi formación académica y profesional, por su confianza y paciencia.

Agradezco al jurado Carlos David Hoyos, por su interés en mi trabajo, por su ayuda y consejos que permitieron mejorar significativamente esta investigación.

Gracias a todos mis compañeros del posgrado, en especial a Ernesto Roldán, Julián Zuluaga, Julio Mesa y Mario Jiménez, quienes fueron excelentes compañeros de estudio y trabajo.

Gracias a mi NOVIA LINA por sus consejos, comprensión, paciencia, compañía y ayuda en la elaboración de este trabajo.

Muchas Gracias a mi MADRE, a MELA y a mi ABUELA por su amor y entrega. Gracias a personas que por su forma de ser, apoyo incondicional y humildad, me brindaron confianza y fuerzas durante este tiempo, tales como mi tío ALBERTO, mis tías LAURITA y CRISTINA, PACHO y CARLOS MARIO HERRERA. Muchas Gracias por apoyar de corazón a mi MAMÁ, porque han sido un verdadero apoyo para mí.

Resumen

En este estudio se estiman los campos mensuales históricos de precipitación en el territorio colombiano para el periodo 1975 - 2006 a una resolución espacial de 5 minutos de arco, calculados mediante una integración óptima de la información puntual disponible y de series mensuales de campos distribuidos provenientes de mediciones satelitales y de estudios de reanálisis disponibles en diferentes periodos de tiempo y a variadas resoluciones espaciales. Este estudio parte del planteamiento, desarrollo e implementación de un Modelo Hidrológico Nacional (MHN), en el cual la estimación de los campos de precipitación, junto con la implementación de la modelación de los procesos lluvia - escorrentía son los elementos claves para la reconstrucción de las variables del ciclo hidrológico, lo cual permite avanzar en el entendimiento de la hidrología colombiana al disponer de una mejor cuantificación de la oferta del recurso hídrico y de su distribución y variabilidad espacial y temporal, mejorando las herramientas para una mejor planificación y gestión del recurso en Colombia.

Se estudiaron 11 bases de datos espaciales por medio de un análisis de correlación simple, y empleando kriging ordinario se calcularon mapas de parámetros (intercepto y pendiente) obtenidos de las regresiones lineales estimadas entre cada una de estas y las series puntuales de precipitación disponibles. Dichos mapas de parámetros fueron necesarios para la estimación de los mapas mensuales de precipitación a la escala espacial definida. Además, se estimaron mapas para la varianza del error, los cuales representan una medida del error de estimación. Finalmente se seleccionaron 4 bases de datos, las cuales representaban medidas o estimativos independientes para la precipitación en la zona de estudio: el reanálisis NCEP - NCAR disponible a partir de 1949, el GPCP desde 1979, y el TRMM y GOES disponibles desde 1998.

Con base en un MDT se estudia la relación entre la precipitación y la topografía, permitiendo el desarrollo e implementación de un modelo de interpolación similar al PRISM para la estimación de los campos mensuales de precipitación. Ya que en el modelo PRIMS se asume que el efecto topográfico es el factor de mayor relevancia para explicar la variabilidad espacial de la precipitación a través de una relación lineal con la elevación, se discretizó la zona de estudio en regiones homogéneas en las cuales tal hipótesis es válida y que permitieran representar adecuadamente la presencia del óptimo pluviográfico y la variabilidad temporal impuesta por la ZCIT. En la región andina, en donde se cuenta con una mejor disponibilidad de información, cada una de las vertientes de las tres cordilleras así como los valles del Cauca y Magdalena fueron analizadas independientemente. La calidad de los mapas estimados de esta forma fue evaluada en todos los puntos donde se dispone de información puntual y con base en un modelo de variación lineal se construyeron los mapas para la varianza del error.

Los mapas calculados a partir de las bases de datos del NCEP, GPCP, TRMM y GOES, y los obtenidos a partir del modelo PRISM, fueron ponderados con base en los mapas de varianza del error, lo cual permitió estimar los mapas históricos de precipitación y de los correspondientes

mapas de error en la estimación vía una integración óptima de la información disponible y de las 2 metodologías empleadas. Los mapas de precipitación media multianual obtenidos de la serie de mapas mensuales estimados, presentan con mejor detalle, gracias a una mayor disponibilidad de información en comparación con otros estudios, las características de la precipitación en el territorio colombiano, asociadas fundamentalmente a la variación intraestacional, la presencia de óptimos pluviográficos en las vertientes exteriores de la cordillera de los andes y en interior de la misma y a la particular distribución espacio temporal de esta variable en el territorio colombiano.

La relación entre las diferentes componentes climáticas y la precipitación fue estudiada a través de los índices macroclimáticos vía una análisis de asociación de tipo lineal mediante el cálculo del coeficiente de correlación, con lo cual se concluye sobre un importante grado de dependencia lineal entre la precipitación y los diferentes índices analizados. Empleando técnicas de análisis multivariado y espectral se concluye sobre el efecto de la cordillera de los Andes y el ENSO como factores que explican gran parte de la variabilidad espacial y temporal (escala interanual) respectivamente, de las precipitación en el territorio colombiano. Pruebas de homogeneidad muestran evidencias de cambio en las condiciones medias de precipitación principalmente en la región Pacífica y la Amazonía, donde se observan tendencias positivas en las cantidades de agua precipitada. En la región andina se presentan tendencias positivas y negativas en algunas zonas, sin presentar un patrón claro.

Los mapas mensuales históricos de precipitación estimados en este estudio son una herramienta de gran utilidad para el entendimiento de la variabilidad espacio temporal de la precipitación y por ende del recurso hídrico en todo el país. Dichos mapas deben de ser estudiados en mayor detalle por medio de diversas herramientas estadísticas aplicadas a campos distribuidos, con el fin de identificar patrones que permitan avanzar en el entendimiento de la distribución de la precipitación en Colombia con el objetivo de disponer de mejores elementos para la gestión del recurso hídrico en el país.

Palabras claves: *campos mensuales de precipitación, interpolación, incertidumbre, integración de información, información puntual y espacial, PRISM, Modelo Hidrológico Nacional, recurso hídrico.*

Abstract

The historical monthly precipitation fields in Colombia are estimated for the period 1975 - 2006 at a spatial resolution of 5 minutes of arc, calculated using an optimal integration of information available at raingauges and distributed monthly series of fields from satellite measurements and studies of reanalysis at different periods and various spatial resolutions. This study is based on approach, development and implementation of a National Water Resources Model (MHN), in which the estimation of precipitation fields in conjunction with the implementation of the modeling of rainfall-runoff processes are the key to the reconstruction of the variables the hydrological cycle, allowing progress in the understanding of the Colombian hydrology by having better quantification of the supply of water resources and their distribution and spatial and temporal variability, improving the tools for better planning and resource management in Colombia.

11 spatial databases are studied using a simple correlation analysis and maps of parameters (intercept and slope) were calculated using ordinary kriging, obtained from the estimated linear regressions between each of these series and the raingauges available. These maps of parameters were necessary for estimating the monthly maps of precipitation to the spatial scale defined. In addition, maps for the variance of the error were estimated, which represent a measure of estimation error. Finally, 4 databases were selected, which were measured or estimated independently for precipitation in the study area: the NCEP - NCAR reanalysis available since 1949, the GPCP since 1979 and TRMM and GOES available since 1998.

Based on a MDT studies the relationship between precipitation and topography, allowing the development and implementation of a model of interpolation similar to PRISM to estimate monthly precipitation fields. Since in the PRIMS model assumes that the topographic effect is the most important factor for explain the spatial variability of rainfall across a linear relationship with elevation, the study area is discretized in homogeneous regions in which this assumption holds and to allow adequately represent the presence of the pluviometric optimum and temporal variability imposed by the ZCIT. In the Andean region, where it has a better availability of information, each of the three strands of ridges and valleys of the Cauca and Magdalena were analyzed independently. The quality of the maps estimated in this way was evaluated at all points where puntual information is availaible and based on a linear model of variation maps for the variance of the error were constructed.

Maps calculated from the databases of the NCEP, GPCP, TRMM and GOES, and those obtained from the PRISM model were weighted based on the variance of the error maps, which allowed to estimate the historical maps of precipitation and maps of the corresponding error in the estimation via the optimal integration of information available and the 2 methodologies. The maps of annual mean rainfall from estimated monthly maps show better detail, thanks to greater availability of information in comparison with other studies, the characteristics of rainfall in the Colombian territory, mainly related to the intraseasonal variation, the presence of the

pluviometric optimum in the outer slopes of the Andes and in the interior and the particular space-time distribution of this variable in the Colombian territory.

The relationship between different climatic components and precipitation was studied using indexes via an analysis of linear dependence by calculating the correlation coefficient, which concluded on a significant degree linear dependence between rainfall and indices analyzed. Using multivariate techniques and spectral analysis is concluded on the effect of the Andes and the ENSO as factors that explain much of the spatial and temporal (interannual scale) variability, respectively, of precipitation into Colombian territory. Homogeneity tests show evidence of change in average conditions of precipitation mainly in the Pacific region and the Amazon, where there are positive trends in the amount of water precipitated. In the Andean region are positive and negative trends in some areas without a clear pattern.

Historical maps of monthly precipitation estimated in this study are an important tool for understanding the space-time variability of rainfall and therefore water resources throughout the country. These maps should be studied in greater detail by means of various statistical tools applied to distributed fields in order to identify patterns that would advance the understanding of the distribution of rainfall in Colombia with the objective of having better management of water resources in the country.

Keywords: *fields of monthly precipitation, interpolation, uncertainty, information integration, puntual and spacial information, PRISM, National Hidrological Model, Water Resources.*

Índice general

Agradecimientos III

Resumen IV

Abstract VI

1. Introducción 1
- 1.1. Objetivos . . . 2
  - 1.1.1. Objetivo general . . . 2
  - 1.1.2. Objetivos específicos . . . 2
- 1.2. La Precipitación en el territorio Colombiano . . . 3
  - 1.2.1. Generalidades . . . 3
  - 1.2.2. El óptimo pluviográfico . . . 4
  - 1.2.3. Oscilación Decadal del Pacícico . . . 6
  - 1.2.4. Oscilación del Atlántico Norte . . . 6
  - 1.2.5. El Niño\Oscilación del Sur (ENSO) . . . 6
  - 1.2.6. Oscilación Cuasi-Bienal . . . 8
  - 1.2.7. El Ciclo Anual . . . 8
  - 1.2.8. El Chorro del Chocó . . . 9
  - 1.2.9. Corriente de Chorro de San Andrés . . . 10
  - 1.2.10. . . . 10
  - 1.2.11. Ondas del Este . . . 11
  - 1.2.12. Sistemas Convectivos de Meso-escala . . . 11

2. Técnicas de interpolación 12
- 2.1. Ponderación por el inverso de la distancia . . . 13
- 2.2. Kriging . . . 13
  - 2.2.1. Kriging ordinario . . . 15
  - 2.2.2. Otros estimadores por kriging . . . 16
- 2.3. Modelo PRISM [Daly et al., 1994] . . . 16

3. Información 18
- 3.1. Información puntual . . . 18
- 3.2. Mapas promedios multianuales . . . 19
- 3.3. Series mensuales de mapas distribuidos . . . 20
  - 3.3.1. CMAP [Xie y Arkin, 1997] . . . 21
  - 3.3.2. GPCP - V2 [Adler et al., 2003] . . . 22
  - 3.3.3. CAMS - OPI [Janowiak y Xie, 1999] . . . 22
  - 3.3.4. GPI [NOAA (1)] . . . 22

3.3.5. NCEP/NCAR [Kalnay et al., 1996] 22
3.3.6. RASA [NOAA (2)] 22
3.3.7. DELAWARE [Willmott y Robeson, 1995] 26
3.3.8. NARR [Mesinger et al., 2004] 26
3.3.9. TRMM [NASA, 2007] 26
3.3.10. PERSIANN [Hsu et al., 1997] 26
3.3.11. GOES 26

4. Metodología de estimación **28**
4.1. Estimación de los campos mensuales de precipitación para cada base de datos . . 28
4.1.1. Análisis de la información espacial 29
4.1.2. Mapas de parámetros 31
4.1.3. Varianza del error para cada una de las bases de datos 31
4.2. Estimación de los campos mensuales de precipitación empleando el Modelo PRISM 35
4.3. Resolución espacial y periodo de análisis de los campos de precipitación 38
4.4. Integración de la información 38

5. Resultados **41**
5.1. Mapas de precipitación media anual para cada una de las bases de datos 41
5.2. Mapa de precipitación media anual 45
5.3. Mapas Promedios mensuales 50
5.4. Ciclo Anua por regiones 52
5.5. Variación de la precipitación con la altura 60
5.6. Variabilidad espacio temporal 64
5.6.1. Funciones Ortogonales Empíricas (FOE) y Componentes Principales (CP) 64
5.6.2. Transformada de Fourier y Transformada en Onditas 65
5.6.3. Resultados 65
5.7. Análisis de homogeneidad 67
5.8. Asociación lineal entre la precipitación y variables macroclimáticas y locales . . . 74
5.8.1. SOI 82
5.8.2. NAO 82
5.8.3. QBO 86
5.8.4. CHOCO 86
5.8.5. Trabajo futuro 86

6. Conclusiones **94**
6.1. Trabajo futuro 96

Índice de tablas

4.1. Regionalización de la zona de estudio 35

5.1. Comparación entre los mapa de precipitación media anual estimado y los obtenidos en estudios anteriores 50
5.2. Varianza explicada y acumulada (%) por las 10 primeras FOE. 66

Índice de figuras

3.1. Zona de estudio e información puntual disponible 19
3.2. Mapas de precipitación media anual obtenidos de estudios anteriores 21
3.3. Mapas promedios multianuales de precipitación (GPCP, GPI, CMAP y CAMS OPI) 23
3.4. Mapas promedios multianuales de precipitación (NCEP, RASA, DELAWARE y NARR) 24
3.5. Mapas promedios multianuales de precipitación (TRMM, PERSIANN y GOES) . 25
3.6. Mapas promedios de temperatura de brillo para según las dos metodologías propuestas para el GOES 25

4.1. Coeficientes de correlación estimados para cada una de las estaciones puntuales. Con el símbolo "+" se muestran las estaciones en las cuales las correlación con la información espacial no es estadísticamente significativa para un nivel de significancia del 5 % 30
4.2. Semivariogramas (normalizados con respecto a la varianza de los datos) empleados para la interpolación de los valores de m y b utilizando kriging ordinario. La línea punteada corresponde al semivariograma experimental y la continua al teórico . . 32
4.3. Mapas de b obtenidos utilizando kriging ordinario 33
4.4. Mapas de m obtenidos utilizando kriging ordinario 34
4.5. Modelo Digital de Terreno (http://hydrosheds.cr.usgs.gov/) 36
4.6. Regionalización de la zona de estudio 37

5.1. Mapas de precipitación media anual para cada una de las bases de datos 42
5.2. Mapas de error porcentual para cada una de las bases de datos 44
5.3. Mapa estimado de precipitación media anual para el periodo 1975 - 2006 46
5.4. Mapa de incerdumbre correspondiente al mapa de precipitación media anual . . . 47
5.5. Mapa de error porcentual 49
5.6. Diferencia relativa en porcentaje entre el mapa de precipitación media anual estimado y los obtenidos de estudios anteriores. Valores positivos (negativos) significan valores estimados de precipitación superiores (inferiores) a los estimados en los otros estudios 51
5.7. Mapas promedios mensuales estimados para el periodo 1975 - 2006 53
5.8. Regiones empleadas para el análisis del ciclo anual 54
5.9. Ciclo anual de la precipitación según los mapas mensuales (5.7). Las barras rojas denotan el error de estimación calcula a partir de los campos mensuales de error 56
5.10. Ciclo anual de la precipitación según los mapas mensuales (5.7). Las barras rojas denotan el error de estimación calcula a partir de los campos mensuales de error 57
5.11. Ciclo anual de la precipitación según los mapas mensuales (5.7). Las barras rojas denotan el error de estimación calcula a partir de los campos mensuales de error 59

5.12. Cortes longitudinales de los perfiles topográficos y de precipitación media multianual 61
5.13. Cortes longitudinales a 5° N de los perfiles topográficos y de precipitación media mensual multianual 63
5.14. Funciones ortogonales empíricas - Análisis 1 66
5.15. Funciones ortogonales empíricas - Análisis 1. FOE 1 (superior e izquierda), FOE 2 (superior y derecha), FOE 3 (inferior e izquierda) y FOE 3 (inferior y derecha) 68
5.16. Funciones ortogonales empíricas - Análisis 2. FOE 1 (superior e izquierda), FOE 2 (superior y derecha), FOE 3 (inferior e izquierda) y FOE 3 (inferior y derecha) 69
5.17. Funciones ortogonales empíricas - Análisis 3. FOE 1 (superior e izquierda), FOE 2 (superior y derecha), FOE 3 (inferior e izquierda) y FOE 3 (inferior y derecha) 70
5.18. Evolución en el tiempo de las cuatro primeras CP de la precipitación en el territorio colombiano, transformada de Fourier y transformada en onditas - Análisis 1 71
5.19. Evolución en el tiempo de las cuatro primeras CP de la precipitación en el territorio colombiano, transformada de Fourier y transformada en onditas - Análisis 2 72
5.20. Evolución en el tiempo de las cuatro primeras CP de la precipitación en el territorio colombiano, transformada de Fourier y transformada en onditas - Análisis 3 73
5.21. Mapas para cambio (izquierda) y tendencia (derecha) en la media. En gris pixeles que presentan cambio en la media, en blanco pixeles que no presentan cambio ni tendencia en la media, en azul pixeles que presentan tendencia en la media positiva y en rojo pixeles que presentan tendencia en la media negativa 75
5.22. Series de precipitación media con ciclo anual (izquierda) y sin ciclo anual (derecha) en cada una de las regiones definidas en el modelo PRISM. Los promedios y desviaciones móviles a 12 años se muestran en azul y rojo respectivamente 76
5.23. Series de precipitación media con ciclo anual (izquierda) y sin ciclo anual (derecha) en cada una de las regiones definidas en el modelo PRISM. Los promedios y desviaciones móviles a 12 años se muestran en azul y rojo respectivamente 77
5.24. Series de precipitación media con ciclo anual (izquierda) y sin ciclo anual (derecha) en cada una de las regiones definidas en el modelo PRISM. Los promedios y desviaciones móviles a 12 años se muestran en azul y rojo respectivamente 78
5.25. Series de precipitación media con ciclo anual (izquierda) y sin ciclo anual (derecha) en cada una de las regiones definidas en el modelo PRISM. Los promedios y desviaciones móviles a 12 años se muestran en azul y rojo respectivamente 79
5.26. Series de precipitación media con ciclo anual (izquierda) y sin ciclo anual (derecha) en cada una de las regiones definidas en el modelo PRISM. Los promedios y desviaciones móviles a 12 años se muestran en azul y rojo respectivamente 80
5.27. Series de precipitación media con ciclo anual (izquierda) y sin ciclo anual (derecha) en cada una de las regiones definidas en el modelo PRISM. Los promedios y desviaciones móviles a 12 años se muestran en azul y rojo respectivamente 81
5.28. Mapas de asociación lineal entre el SOI (rezagado) y la precipitación. Sin rezago (arriba - izquierda), 1 mes de rezago (arriba - derecha), 2 meses de rezago (abajo - izquierda) y 3 meses de rezago (abajo - derecha). La zonas blancas corresponden a correlaciones estadísticamente no significativas 83

5.29. Mapas de asociación lineal entre el SOI (rezagado) y la precipitación con un promedio móvil de 6 meses. Sin rezago (arriba - izquierda), 1 mes de rezago (arriba - derecha), 2 meses de rezago (abajo - izquierda) y 3 meses de rezago (abajo - derecha). La zonas blancas corresponden a correlaciones estadísticamente no significativas 84
5.30. Mapas de asociación lineal estacional entre el SOI (rezagado) y la precipitación. Precipitación en MAM, JJA, SON y DEF en la primera, segunda, tercera y cuarta fila respectivamente. SOI en MAM, JJA, SON y DEF en la primera, segunda, tercera y cuarta columna respectivamente. La zonas blancas corresponden a correlaciones estadísticamente no significativas 85
5.31. Mapas de asociación lineal entre la NAO (rezagado) y la precipitación. Sin rezago (arriba - izquierda), 1 mes de rezago (arriba - derecha), 2 meses de rezago (abajo - izquierda) y 3 meses de rezago (abajo - derecha). La zonas blancas corresponden a correlaciones estadísticamente no significativas 87
5.32. Mapas de asociación lineal estacional entre la NAO (rezagado) y la precipitación. Precipitación en MAM, JJA, SON y DEF en la primera, segunda, tercera y cuarta fila respectivamente. NAO en MAM, JJA, SON y DEF en la primera, segunda, tercera y cuarta columna respectivamente. La zonas blancas corresponden a correlaciones estadísticamente no significativas 88
5.33. Mapas de asociación lineal entre la QBO (rezagado) y la precipitación. Sin rezago (arriba - izquierda), 1 mes de rezago (arriba - derecha), 2 meses de rezago (abajo - izquierda) y 3 meses de rezago (abajo - derecha). La zonas blancas corresponden a correlaciones estadísticamente no significativas 89
5.34. Mapas de asociación lineal estacional entre la QBO (rezagado) y la precipitación. Precipitación en MAM, JJA, SON y DEF en la primera, segunda, tercera y cuarta fila respectivamente. QBO en MAM, JJA, SON y DEF en la primera, segunda, tercera y cuarta columna respectivamente. La zonas blancas corresponden a correlaciones estadísticamente no significativas 90
5.35. Mapas de asociación lineal entre CHOCO (rezagado) y la precipitación. Sin rezago (arriba - izquierda), 1 mes de rezago (arriba - derecha), 2 meses de rezago (abajo - izquierda) y 3 meses de rezago (abajo - derecha). La zonas blancas corresponden a correlaciones estadísticamente no significativas 91
5.36. Mapas de asociación lineal estacional entre CHOCO (rezagado) y la precipitación. Precipitación en MAM, JJA, SON y DEF en la primera, segunda, tercera y cuarta fila respectivamente. CHOCO en MAM, JJA, SON y DEF en la primera, segunda, tercera y cuarta columna respectivamente. La zonas blancas corresponden a correlaciones estadísticamente no significativas 92

Capítulo 1

Introducción

El entendimiento de la variabilidad espacio temporal de las variables hidrológicas y en particular de la precipitación, es un reto de gran importancia por las implicaciones ambientales, sociales, económicas y culturales de la distribución del recurso hídrico en nuestro país. Diversos trabajos investigativos han permitido construir un marco coherente para la hidrología colombiana, en los cuales la información disponible se ha caracterizado por ser la principal limitante.

El entendimiento de la climatología e hidrología del país, en particular de la distribución espacio temporal de la precipitación, se ha visto claramente beneficiado por una mayor longitud de registro en el limitado número de estaciones hidroclimatológicas, la disposición de información climática proveniente de mediciones satelitales a resoluciones cada vez más adecuadas y gracias a importantes estudios que han permito avanzar en la caracterización y representación de la hidrología colombiana. Sin embargo, se hace necesario profundizar por medio de la investigación en la modelación y entendimiento de la distribución del recurso hídrico.

La limitada información puntual de precipitación y su inadecuada distribución a lo largo y ancho del territorio nacional, entre otras limitantes, requiere que se implementen técnicas especiales para la estimación de campos distribuidos en el espacio, en las cuales se incorpore información secundaria como bases de datos provenientes de mediciones satelitales y estudios de reanálisis disponibles en diferentes periodos de tiempo y a determinadas resoluciones espaciales, mapas promedios multianuales distribuidos y de isoyetas presentados en trabajos previos, entre otros como la topografía, que permitan modelar adecuadamente la dinámica de la precipitación en Colombia. Existe además, la necesidad de integrar toda esta información disponible de tal manera que los campos de precipitación obtenidos a nivel mensual y a una apropiada resolución espacial sea resultado de un juicioso análisis y adecuada representación de la lluvia en el territorio nacional considerando sus forzantes climáticos y geográficos. Los mapas mensuales obtenidos de esta manera serán de gran utilidad para la estimación de la oferta hídrica y para la modelación en hidrología y ecología.

En el marco del planteamiento, desarrollo e implementación de un MHN, la adecuada modelación espacial y temporal de la precipitación es fundamental para los resultados que se esperan del mismo. La reconstrucción histórica a nivel mensual de las variables del ciclo hidrológico en el territorio nacional, requiere de la implementación de la modelación distribuida, en la cual las características de la precipitación en el espacio y el tiempo representa la componente más importante, lo cual justifica en gran medida la estimación de los campos mensuales históricos de precipitación como insumo indispensable en la planificación del recurso hídrico.

En este trabajo investigativo se propone una metodología para la estimación de los campos mensuales de precipitación en el periodo 1975 - 2006, a una resolución espacial de 5' de arco, a partir de la integración de la información disponible, de tal manera que se logre una buena representación a la escala mensual de la variabilidad de la precipitación en Colombia. Esto será posible partiendo del conocimiento actual de la variabilidad de la precipitación en el país y de la implementación de técnicas de interpolación adecuadas que permitirá tener una mejor estimación de la distribución espacial y temporal de esta variable del ciclo hidrológico y por ende de la oferta de recurso hídrico a lo largo del territorio nacional, lo cual permitirá consolidar una línea base del conocimiento de la hidrología Colombiana, de gran interés para los distintos sectores de la vida nacional.

La estimación de los campos mensuales de precipitación, así como de los correspondientes campos de incertidumbre, serán de gran utilidad para el apoyo en la planificación del recurso hídrico en nuestro país, para el avance en el entendimiento de nuestra hidrología y para favorecer la modelación distribuida y los beneficios que de esta se puedan obtener en campos como la hidrología, ecología, agronomía entre otros. Se espera que con los mapas mensuales de precipitación se consoliden las herramientas para una reconstrucción de las variables del ciclo hidrológico con base en la modelación distribuida de los proceso lluvia - escorrentía, de tal manera que se faciliten las herramientas para una mejor gestión del recurso hídrico en nuestro país dentro del marco del proyecto Grupo Red de Cooperación en Investigación sobre el Agua (GRECIA).

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo general

Estimar los campos mensuales de precipitación en el territorio nacional en el periodo 1975 - 2006 a una adecuada resolución espacial, a partir de la integración de información puntual, satelital y reconstrucciones previas disponibles, empleando modelos y técnicas de interpolación apropiados para la representación de la precipitación en Colombia según los forzantes climáticos y geográficos predominantes en el país.

1.1.2. Objetivos específicos

- Estudiar con base en estudios anteriores, los campos de lluvia observados en el territorio nacional a nivel mensual y a diferentes escalas espaciales para una correcta modelación de la misma e identificar los patrones promedios a largo plazo de su distribución espacial y relacionarlos con las condiciones topográficas y climáticas predominantes.

- Analizar las diferentes metodologías de interpolación existentes y determinar su aplicabilidad para representar adecuadamente la distribución espacial de la precipitación en Colombia y proponer los modelos y/o modificaciones necesarias a los mismos para estimar los campos mensuales de precipitación utilizando la información puntual y secundaria constituida por datos espaciales de precipitación y elevación entre otras.

- Evaluar mediante técnicas estadísticas la calidad de los campos de precipitación de reanálisis y de satélite mediante la comparación con los registros puntuales disponibles a lo largo de la zona de estudio.

- Proponer y aplicar metodologías para la integración de la información con el fin de utilizar la información espacial o secundaria en toda la zona de estudio y para el periodo de

tiempo considerado, de tal manera que permita una buena estimación de los campos de precipitación en todo el territorio y principalmente en las regiones de escasa información puntual.

- Proponer y aplicar metodologías para la integración de la información con el fin de utilizar la información espacial o secundaria en toda la zona de estudio y para el periodo de tiempo considerado, de tal manera que permita una buena estimación de los campos de precipitación en todo el territorio y principalmente en las regiones de escasa información puntual.

- Analizar los campos mensuales estimados, verificando las relaciones de la precipitación con la topografía, el ciclo anual, comparando los promedios multianuales con los obtenidos en estudios anteriores, estudiando la variabilidad espacio temporal con base en el estudio de Funciones Ortogonales Empíricas y Componentes Principales, identificando cambios o tendencias en las series obtenidas y cuantificando la dependencia lineal con variables macroclimáticas.

1.2. La Precipitación en el territorio Colombiano

1.2.1. Generalidades

La distribución espacial de la lluvia en el territorio colombiano la determina principalmente su dinámica tropical, el desplazamiento de la ZCIT a lo largo del año, las fuentes de humedad propias de la cuenca amazónica y las provenientes del Océano Pacífico y Atlántico y su fisiografía que tiene como principal componente la cordillera de los Andes, con valles interandinos, los cuales presentan características especiales asociadas a la generación de circulaciones locales en el interior de los mismos. La variabilidad de los procesos de la hidrología superficial, tales como contrastes en humedad del suelo y evapotranspiración también son de gran importancia para el entendimiento de la variabilidad espacial de la precipitación [Poveda et al., 2003]. La distribución espacial de la precipitación en los Andes colombianos también depende de la localización en cordillera y en vertiente [Weischet, 1969]

Por otra parte, la variabilidad temporal de la precipitación en Colombia está determinada por diversos factores que operan a diferentes escalas. En la escala de tiempo interdecadal, principalmente por el cambio climático debido a variaciones naturales y a intervenciones antropogénicas, la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y la Oscilación del Atlántico Norte (NAO). En la escala interanual la Oscilación Cuasi - Bienal (26 meses) y El Niño\Oscilación del Sur (ENSO) como el fenómeno climático más importante. En la escala anual la migración latitudinal de la ZCIT, la influencia del Chorro del Chocó y la dinámica de los Sistemas Convectivos de Mesoescala. En la escala intra-anual el ciclo semianual asociados a la migración de la ZCIT, la oscilación de Madden - Julian (40 - 60 días) y la variabilidad semanal (5 - 7 días) asociada a las ondas tropicales del este; y a la escala diurna variaciones asociadas a la dinámica tropical y a las características fisiográficas del país. [Poveda, 2004a, Mesa et al., 1997].

El trabajo “Fundamentos para una zonificación meteorológica y climatológica del trópico y especialmente de Colombia” de Trojer [Trojer, 1959], es un gran acercamiento a las características de la precipitación en Colombia. En este trabajo, se describen las corrientes generales conocidas en la época que arrastran las masas de aire en el territorio y el importante efecto topográfico de estancamiento y foehn (aire descendente) cuya efectividad modifica el transcurso pluvial sobre las dos vertientes de las cordilleras, resaltando el aumento de la pluviosidad en

la vertiente de barlovento y al mismo tiempo la disminución en la parte de sotavento. Sugiere además, la zonificación en Colombia de las regiones de estancamiento y foehn. Trojer, también describe la importancia de las circulaciones locales en el territorio colombiano y el papel fundamental de la fisiografía (valles, confluentes, cuencas) del mismo, enfatizando sobre la importancia de la topografía y de la orientación de las vertientes, la cual se hace notoria por una evolución variada de las circulaciones locales.

El trabajo de Oster [Oster, 1979] también significó un gran paso en el entendimiento y caracterización de las precipitaciones en Colombia. Oster señala la importancia del relieve en la climatología del país por las consecuencias directas de la altitud sobre la temperatura y humedad, por el papel de obstáculo que juega la masa montañosa frente a los flujos de aire cargados de humedad, diferenciándose de esta manera climas de barlovento y climas de sotavento (efecto abrigo). Oster ratifica de esta manera lo efectos de abrigo sobre Colombia a los cuales se añaden una característica fundamental de su clima como lo son las circulaciones locales. Además, Oster identifica la gran variabilidad espacial de la lluvia en Colombia y sugiere que algunas causas de tal variabilidad son el alejamiento de las fuentes de aire húmedo, la orientación de los valles, y la posición de abrigo concluyendo sobre el papel primordial del relieve.

Oster identifica el favorecimiento de las vertientes para recibir mayor precipitación que las llanuras o valles piemontanos, además, de la presencia de un óptimo pluviométrico, en el cual existe una relación lluvia - altitud caracterizada por el aumento de la precipitación con la altura a partir de un nivel base, hasta alcanzar un valor máximo a determinada altitud en la cual la lluvia empieza a decrecer con la misma, anotando además que esta relación es diferente para los fondos de los valles que para las laderas de los mismos. Otros aspectos importantes señalados por Oster son las lluvias preorográficas, la influencia de la altura del nivel base sobre la distribución de la precipitación, la variabilidad a la escala mensual del óptimo pluviográfico entre otros. Oster presenta mapas de isoyetas sobre el territorio colombiano que sintetizan su trabajo.

En [Mesa et al., 1997] se describen la modulación de la hidrología colombiana por fenómenos de gran escala, tales como El Niño - Oscilación del Sur (ENSO), la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), los Complejos Convectivos de Meso - Escala, las Ondas del Este. También presentan un diagnóstico del clima en Colombia a partir del estudio de Snow (1976), describiendo las Celdas de Hadley, la dinámica tropical, la Zona de Convergencia Intertropical, las Ondas Ecuatoriales. También se presenta una clasificación del territorio colombiano en regiones con base en caracterizaciones climáticas (Caribe, Andina, los Llanos, Amazónica y Pacífica).

1.2.2. El óptimo pluviográfico

La presencia de un óptimo pluviográfico es un rasgo característico de la distribución altitudinal de la precipitación en sistemas montañosos. La ubicación altitudinal de este óptimo varía con la humedad absoluta, el nivel base del valle y con las circulaciones locales [Hastenrath, 1991]. El factor que mejor explica la existencia del óptimo pluviográfico es el carácter predominantemente convectivo de las lluvias tropicales [Hastenrath, 1991], de esta manera las zonas bajas reciben menos lluvia, pues se benefician mucho menos del ascenso orográfico y por la evaporación de la lluvia que cae desde la base de las nubes. Para alturas mayores que el óptimo, actúan factores como la disminución de la humedad del aire con la altura a escala global y por la poca cantidad de agua precipitable en las nubes convectivas a escala local.

Oster (1979) presenta las siguientes características sobre la relación entre la lluvia y la altitud:

- La relación lluvia - altitud que caracteriza la presencia de un óptimo pluviométrico es variable dependiendo de la escala temporal de análisis, la presencia o no de lluvias preorográficas, del nivel base y si se trata del fondo del valle o de las laderas principalmente.

- Las vertientes exteriores de la cordillera andina presentan un nivel base bajo, correspondiente a llanuras donde las temperaturas son altas y la humedad absoluta generalmente importante. El caso más general corresponde a las vertientes que miran hacia el Pacífico, los Llanos, la Amazonía y el sur de la Llanura del Caribe.

- Estas laderas reciben directamente aire muy húmedo, caliente e inestable. En estas condiciones, un pequeño enfriamiento de orden orográfico provoca lluvias abundantes, en relación con la fuerte humedad absoluta. La faja de lluvias máximas se ubica entonces en las primeras estribaciones de los relieves. Así sucede en los Llanos y la Amazonía donde esta faja se presenta entre 500 y 1000 metros, con un nivel base que varía entre 200 y 500 metros. Sobre la costa Pacífica, cuyo nivel base corresponde al océano, la faja de mayor lluvia empieza más abajo, desde 50 metros y se continúa hasta 500 ó 1000 metros.

- En las regiones donde se presentan lluvias preorográficas, las sumas anuales aumentan mucho antes de la cordillera y el óptimo se alcanza en las primeras estribaciones de los relieves, fenómeno que se explicaría por el bloqueo de las masas de aire contr la montaña. Los vientos en estas regiones tiene una fuerte predominancia de un solo sector y empujan siempre las masas de aire contra la cordillera. Si estas no fluyen suficientemente rápido, las masas de aire posteriores serán obligadas a elevarse mucho antes de la montaña, así que las lluvias orográficas se pueden producir algunas decenas de kilómetros antes de la montaña.

- En el interior de la cordillera donde los niveles base son altos, las cosas se presentan de un modo diferente. Por una parte, el relieve es más fraccionado; por otra, las masas de aire que llegan a estas regiones están alteradas y, entre otras características, han perdido buena parte de su humedad. Siempre existe una relación estrecha entre la pluviometría y la altitud, pero en primera aproximación, el óptimo se ubica por encima del nivel base, en general entre 500 y 1000 metros. El nivel base lo constituyen valles o llanuras interiores, donde los totales pluviométricos varían poco espacialmente. En cambio, sobre las vertientes que encierran valles relativamente planos, las lluvias aumentan con la altitud para disminuir después de la faja del óptimo.

- Excepciones al esquema general lo constituyen las cuencas de relieve poco pronunciado y que sufren influencias de las masas de aire externas, donde no hay disminución de las lluvias con la altura, ya que estas aumentan hasta la divisoria donde se sitúa entonces el óptimo. Fuera de este tipo de excepciones, existe un gradiente pluviométrico definido y una altura correspondiente al óptimo dependiente de la región, citando los casos de la cuenca del alto Magdalena donde se observa un óptimo cerca a los 1300 metros y de la cuenca del río Chinchiná donde se alcanza entre los 1400 y 1700 metros.

- A la escala mensual, las relaciones lluvia - altitud también son nítidas. La regla general igualmente es una relación de forma parabólica. Las excepciones son lógicamente las mismas que a escala anual, esto es, algunas cuencas próximas a la divisoria de aguas de las cordilleras occidental y oriental. Además, a esta escala las relaciones son más complejas. Se notan diferencias apreciables entre dos estaciones de un mes a otro o de un mismo mes de un año a otro. Para los datos anuales, estas diferencias se atenúan considerablemente.

- El análisis de las relaciones de la lluvia con la altitud muestra que aquella es sensiblemente variable de una región a otra, aun siendo aledañas, por lo que el relieve siempre es diferente.

Esta considerable variación espacial de las lluvias es una característica fundamental de a climatología colombiana.

1.2.3. Oscilación Decadal del Pacícico

La PDO puede describirse como un patrón de la variabilidad climática en el océano Pacífico, con características similares pero independientes de las dos fases del ENSO (El Niño/La Niña). La PDO tiene un periodo de oscilación decadal (20-30 años) y sus efectos se encuentran localizados sobre el Pacifico Norte.

Varios estudios independientes encuentran la evidencia considerable para apenas dos ciclos completos de PDO en el último siglo: los regímenes "fríos" de PDO prevalecieron a partir de 1890-1924 y otra vez a partir de 1947-1976, mientras que los regímenes "calientes" de PDO dominados a partir de 1925-1946 y a partir del 1977. Las causas de la dinámica de la PDO no se han explicado con certeza. Así mismo, la predecibilidad para esta oscilación es bastante incierta, pero en la actualidad existen modelos de simulación del clima que ayudan a explicar la naturaleza y el comportamiento de este fenómeno macro-climático.

1.2.4. Oscilación del Atlántico Norte

Es la alternación de la masa atmosférica entre las regiones subtropical y subpolar del océano Atlántico Norte, se caracteriza por variaciones en el gradiente de presiones a nivel del mar en escalas mensual y estacional, en los vientos del oeste en las latitudes medias, en las temperaturas superficiales del mar y en el clima de las regiones continentales adyacentes. Se define en términos de la variabilidad de la presión en dos sitios claves, un centro de presión en las islas Azores, influenciado por el centro de alta presión subtropical, y el otro centro de presión sobre Islandia, lugar donde predominan las bajas de presiones. Cuando la alta subtropical está anormalmente fuerte y simultáneamente está anormalmente profunda la baja de Islandia, se presenta el modo positivo de la NAO y es cuando los vientos del oeste del Atlántico están anormalmente fuertes. Por otro lado, la fase negativa se da cuando ambos centros de presión están anormalmente débiles lo que implica disminución en los vientos. Se sugiere que la precipitación promedio sobre el Caribe y las Américas tropicales podría variar significativamente en los extremos de la NAO [Rogers, 1988]. Esta observación nos muestra una primera evidencia del posible vínculo entre la situación hidroclimatológica de Colombia y la NAO [Mesa et al., 1997].

1.2.5. El Niño\Oscilación del Sur (ENSO)

El ENSO [Bjerknes, 1969] es el evento climático natural de escala global de mayor influencia tiene sobre la hidroclimatología de Colombia, desde la escala mensual hasta la interanual. El ENSO se da como consecuencia de la interacción entre el océano y la atmósfera en la región del océano Pacífico ecuatorial, originando la fase fría (La Niña) y la fase cálida (El Niño). La componente oceánica del ENSO es El Niño,un calentamiento anómalo de las aguas superficiales del centro y el este del Océano Pacífico tropical, el cual produce una profundización de la termoclina oceánica; está asociado con el debilitamiento de los vientos alisios del este y con el desplazamiento del centro de convección del oeste al centro del Océano Pacífico tropical [Poveda]. Las características y efectos sobre la hidroclimatología de la fase fría del ENSO (La Niña) son opuestas a las del El Niño. El ENSO es un fenómeno cuasi-periódico con una recurrencia promedia de cuatro años, pero que varía entre dos y siete años [Trenberth, 1991]. El origen y la dinámica del ENSO está relacionado con las ondas Kelvin y Rossby en el mar y con la interacción océano-

atmósfera a través de la convección profunda ligada a las áreas de mayor temperatura superficial.

La componente atmosférica del ENSO es la Oscilación del Sur (SO), la cual es una onda estacionaria en la masa atmosférica que produce un gradiente de presiones entre el oeste y el este del Pacício Ecuatorial, el cual es representado con base en el Índice de Oscilación del Sur (SOI), que se define como la diferencia entre las presiones atmosféricas estandarizadas entre un centro de alta presión cerca de Tahiti (18°S,150°O) y un centro de baja presión en Darwin (12°S,131°E). Las anomalías negativas del SOI están asociadas a los eventos cálidos sobre el océano (El Niño), y las anomalías positivas están asociadas con los eventos fríos (La Niña). El fenómeno ENSO produce fuertes perturbaciones sobre la circulación atmosférica global, y sus efectos climáticos tienen grandes implicaciones socio-económicas: sequías en Africa, en la parte tropical de América del Sur, en Australia, inundaciones en California, Perú, Ecuador y el sureste de Sur América, entre otros [Mesa et al., 1997, Poveda].

Poveda (2004) presenta los mecanismos físicos por los cuales se presentan déficits hidrológicos en Colombia durante el Niño [Poveda, 1998, Poveda et al., 2001, Poveda, 2004a]:

- Por el debilitamiento de la corriente del Chocó. Tal corriente es permanente durante todo el ciclo anual, pero es más intensa durante el trimestre septiembre-octubre-noviembre. El debilitamiento de la corriente del CHOCÓ disminuye la advección de humedad desde el Pacífico hacia Colombia, y disminuye el número de complejos convectivos de meso-escala sobre el trópico Americano. El debilitamiento de la corriente del Chocó durante El Niño se debe a:
    - La disminución del gradiente de temperaturas existente entre la costa Pacífica Colombiana y la región Niño 1+2; lo que reduce la intensidad de la circulación permanente océano-tierra originada en el gradiente de temperatura entre las dos regiones.
    - El debilitamiento de la corriente de chorro superficial de los alisios de San Andrés, sobre el mar Caribe, lo que causa una reducción de la advección de humedad sobre la costa Caribe y el norte de Sur América. Este debilitamiento también contribuye al debilitamiento de la corriente del Chocó pues la corriente de San Andrés al cruzar el istmo centroamericano se recurva y, retornando hacia el sureste, contribuye a formar parte de la climatología de la corriente del Chocó.
- El debilitamiento de la corriente de chorro del este de los 600-700 hPa sobre Suramérica tropical.
- La reducción en número e intensidad de las ondas tropicales del este sobre el Atlántico tropical norte.
- Disminución de la actividad atmosférica sobre el mar Caribe, que se traduce en un menor número de huracanes, tormentas tropicales y ondas del este, a través del norte de América del Sur.
- Por forzamiento de gran escala ocasionado por las perturbaciones atmosféricas, entre las cuales se resalta el establecimiento de una celda de Hadley anómala (en posición y sentido de circulación) sobre la región, que presenta movimiento descendente sobre el trópico Americano, durante el trimestre enero-febrero-marzo, contribuyendo al aumento de la presión atmosférica superficial y al desplazamiento hacia el suroeste del centro de convección dentro de la ZCIT, previniendo el ascenso de aire húmedo, y por tanto la convección profunda, que cooperan para reducir la precipitación.

- Retroalimentación positiva de la interacción tierra-atmósfera sobre el norte de sur América. El déficit de precipitación causado por el forzamiento de gran escala, originado en las teleconexiones de El Niño, a su vez está asociado con déficits de humedad de suelo y caudales de ríos. Esto a su vez contribuye a explicar las anomalías negativas en evapotranspiración (aún en regiones tan húmedas como el trópico Americano y la cuenca del Amazonas), disminuyendo la entrada de humedad disponible en la columna atmosférica para precipitación. Las condiciones de déficit de lluvias inducidas por El Niño se retroalimentan a través de la dinámica de los procesos hidrológicos sobre la región, en particular del reciclaje de la precipitación (precipitación originada en evaporación local). La humedad del suelo sobre el continente juega un rol similar al de las temperaturas superficiales en el océano, al condicionar la dinámica de la partición de los balances de agua y energía en las interfaces tierra-atmósfera y océano-atmósfera, respectivamente [Poveda y Jaramillo, 2000, Poveda et al., 2001, Poveda et al., 2001].

En [Poveda et al., 2000] se encuentran correlaciones significativas entre series de precipitación y caudal e índices macroclimáticos representativos del ENSO, la NAO y la PDO, así como en [Poveda et al., 1998], para el caso de series de caudal con el ENSO y la NAO.

1.2.6. Oscilación Cuasi-Bienal

Consiste en un fenómeno atmosférico de ciclicidad casi perfecta, a lo cual debe su nombre. Es una oscilación en la dirección de los vientos zonales a 30 hPa o 50 hPa y en la temperatura de la estratosfera ecuatorial, sus principales rasgos son [Holton, 1992]:

- Vientos zonales con patrón alternante entre la dirección oeste y este con una periodicidad alrededor de 24 a 30 meses.
- Los regímenes sucesivos se presentan primero por encima de 30 Km. pero se propagan hacia abajo con una velocidad de 1 km/mes.
- La amplitud de la propagación no cambia entre los 30 y 23 km; sin embargo por debajo de los 23 disminuye.
- La oscilación es simétrica alrededor del ecuador con una amplitud máxima de 20 m/s y una distribución aproximadamente gaussiana en latitud con un ancho medio de 12°.

En los trabajos de Poveda (1994) y Poveda y Mesa (1995, 1997) hay evidencia de la presencia de períodos asociados con la QBO en la precipitación en Colombia, al ser estudiadas usando funciones ortogonales empíricas (EOF) y análisis de Fourier.

1.2.7. El Ciclo Anual

La ZCIT es un cinturón asociado con bajas presiones ubicado en la zona ecuatorial en la cual confluyen los Vientos Alisios del sureste y del noreste, generando alta nubosidad, altas temperaturas, convergencia de vientos y, por tanto, con alta humedad. Esta banda presenta un movimiento latitudinal migratorio sobre el Ecuador terrestre de modo que en le verano del hemisferio sur (diciembre - enero - febrero) la ZCIT se encuentra al sur del ecuador y en el verano del hemisferio norte (junio - julio - agosto) se encuentra al norte del ecuador. Por tanto, pasa dos veces sobre el centro de Colombia: una vez en marzo - abril - mayo, cuando asciende hacia el hemisferio norte, y por segunda vez en septiembre - octubre - noviembre cuando desciende hacia el hemisferio sur. Estos dos pasos de la ZCIT sobre Colombia implican períodos de alta pluviosidad.

El ciclo anual de la precipitación en la zona andina de colombia presenta dos picos máximos en los períodos marzo - abril - mayo y septiembre - octubre - noviembre, y dos mínimos en junio - julio - agosto y diciembre - enero -febrero. Esta bimodalidad se obeserva para regiones entre los 4° y 7° de latitud norte en los departamentos de Caldas, Quindío, Cundinamarca, Antioquia, Risaralda y Tolima [Jaramillo y Chaves, 2000, Mejía et al., 1999, Gómez, 1998]. Este comportamiento se debe al paso de la ZCIT sobre Colombia y a su interacción con circulaciones de los océnos Atlántico y Paicífico y la cuenca del Amazonas, así como a procesos de la interacción tierra - atmósfera [Poveda et al., 2003].

Para las regiones de los llanos orientales y la cuenca de la Amazonía se encuentran ciclos anuales unimodales con valores máximos en los meses de junio y julio. Las llanuras del Caribe, la Guajira y la región del río Catatumbo presentan una distribución unimodal con un período seco definido entre diciembre y marzo, con las mayores cantidades de lluvia en los meses de octubre y noviembre. Estas regiones muestran una mayor influencia de los vienteos alisiso del norte. Algunas regiones no presentan una distribución unimodal o bimodal definida, presentándose una situación de lluvias sostenidas con poca variación entre un mes y otro; esta característica se puede observar en las áreas de El Nudo de Los Pstos (Nariño), en la cuenca alta del río Magadlena, en latitudes menores de 3° en el departamento del Huila y en la llanura Pacífica entre los 1°00' y 8°30' de latitud Norte [Poveda et al., 2003].

Pero el ciclo anual de precipitación en Colombia también puede ser afectado por factores macroclimáticos. Aquellos que más influencia tienen en la variación temporal del ciclo anual son el fenómeno ENSO [Poveda y Mesa, 1996], la Oscilación Cuasi Bienal, la Oscilación de Madden - Julian [Hoyos, 1999, Arias, 2005], las Ondas del Este y el Chorro del Chocó [Poveda, 1999]. Los complejos Convectivos de Meso - Escala (CCM) también hacen su aporte a la variación temporal y espacial de dicho ciclo en el trópico colombiano [Zuluaga, 2005, Mejía y Poveda, 2003].

1.2.8. El Chorro del Chocó

El chorro superficial del Occidente de Colombia, ó Chorro del Chocó (Chorro del Occidente Colombiano) [Poveda, 1998] es una corriente de vientos que ejerce una fuerte influencia sobre la climatología de Colombia particularmente en las regiones occidental y central del país.

Los vientos del este atraviesan el sur del continente Americano, cruzan el Ecuador debido a la presencia de la ZCIT en el trópico, se recurvan hacia el interior del continente en la zona de la costa Pacifica Colombiana, transportando gran cantidad de humedad desde el océano Pacifico hacia el interior de Colombia. La existencia de esta corriente de chorro se explica en términos del gradiente de temperaturas entre la región sobre el océano Pacifico denominada Niño (1+2) y la costa Pacífica Colombiana, por la presencia de un centro cuasi-permanente de bajas presiones sobre el Pacífico Colombiano y por su interacción dinámica y termodinámica con complejos convectivos de mesoescala en la región [Poveda, 1998, Poveda y Mesa, 1997, Poveda y Mesa, 1997, Rendón, 2001, Poveda et al., 2006].

La corriente de vientos del Chorro del Chocó tiene su entrada principal hacia los 5°N y esta confinada en las capas más superficiales de la atmósfera (1000 a 850 hPa), y satisface todos los requerimientos de Stensrud (1996) que definen corrientes en chorro superficiales en el trópico: (1) Alcanza sus máximas velocidades de viento alrededor de 900-1000hPa; (2) Está asociado con fuertes gradientes de temperatura océano-tierra y por lo tanto con baroclinidad superficial

(Inestabilidad de presiones); (3) Exhibe considerable esfuerzo cortante vertical y horizontal; (4) Está relacionado con el origen y desarrollo de fuerte convección profunda; (5) Está asociado con fuerte transporte de humedad sobre el Pacífico tropical del este; (6) Está estrechamente ligado a la dinámica de sistemas convectivos de mesoescala sobre el océano Pacífico que penetran a Colombia e interactúan con la ZCIT [Mejía y Poveda, 2003]. La advección de humedad se estima como la magnitud de la velocidad del viento (zonal y meridional) por la humedad específica en ese punto.

1.2.9. Corriente de Chorro de San Andrés

El Chorro de San Andrés [Poveda, 1998] presente en los vientos alisios del este, se nota en las capas superficiales de la atmósfera entre los 1000 hPa y los 850 hPa, sobre el norte de Colombia y después de cruzar el istmo Centroamericano entra a Colombia debido a la recurvatura de los alisios, trayendo consigo humedad desde el mar Caribe. Sus velocidades más altas se presentan en el trimestre JJA debido a la posición mas al norte de la ZCIT y a la intensificación de los vientos alisios del este exhibiendo una velocidad en los vientos zonales de hasta 9.5 m/s (este-oeste). Es notable la dinámica fuera de fase que existe en el ciclo anual de los vientos de los Chorros del Chocó y de San Andrés [Poveda y Mesa, 1999].

Una parte de esta corriente de vientos se recurva al cruzar el continente Americano en el trópico y se invierte contribuyendo a la intensidad del chorro del Chocó y a la advección de humedad al interior del país. Este chorro aporta importantes cantidades de humedad que arrastra del océano Atlántico en su recorrido desde África hasta Suramérica a lo largo del Ecuador, exhibiendo un marcado ciclo anual bimodal, lo cual es consistente con el comportamiento de la hidrología Colombiana [Rendón, 2001].

1.2.10. Oscilación de Madden-Julian

La oscilación de Madden-Julian, también conocida como la oscilación de 30-60 días, oscilación de 40-50 días, u oscilación intra-estacional, es la principal fluctuación intra-anual de la variabilidad climática tropical, la cual afecta toda la troposfera tropical pero se hace aún mas evidente en el océano Indico, así como en el oeste del océano Pacífico. Esta oscilación implica variaciones en la magnitud y dirección de la velocidad del viento, temperaturas superficiales del mar, precipitación y formación de nubes, y es más fuerte aún su influencia sobre la radiación de onda larga reflejada en la tierra.

La oscilación está caracterizada por anomalías en convección y en vientos tropicales de escala global que tienden a propagarse hacia el este, incluyendo modulaciones en los hemisferios norte y sur, una periodicidad entre 30 y 60 días, y que en el trópico, las anomalías de los vientos zonales en la periodicidad 30 - 60 días en la troposfera baja no están en fase.

La oscilación de Madden-Julian interactúa tanto con la intensidad y periodicidad de los monzones australianos y asiáticos como con el fenómeno del Niño, Hay fuertes evidencias de los efectos de la fase de la oscilación intraestacional en la hidro-climatología de Colombia [Hoyos, 1999, Arias, 2005]. En [Poveda et al., 2005] se encuentra un aumento generalizado(disminución) en las tasas de precipitación horaria y diarias durante la fase oeste (este) de la Oscilación Madden - Julián.

1.2.11. Ondas del Este

Las ondas tropicales del este, observadas por primera ves por Riehl y Malkus (1958), son patrones de circulación ciclónica desplazándose desde el occidente de Africa hacia el Atlántico, con un período entre 4 y 5 días, una longitud de onda entre 3000 y 4000 m y velocidad de propagación entre 8 y 10 m/s. La presencia de estas ondas hace que la componente meridional del viento en la baja atmósfera presente picos espectrales entre cuatro y cinco días. En la alta troposfera aparecen con un período de una semana aproximadamente. Se propagan hacia el oeste, con velocidad un poco mayor que la promedio en la dirección este [Mesa et al., 1997].

Estas ondas pasan pasan por la geografía de Colombia en su camino hacia el Océano Pacífio, afectando la distribución de la precipitacione, en particular en la zona de la costa del Caribe, el valle del río Magdalena y el oriente del país [Martínez, 1993].

1.2.12. Sistemas Convectivos de Meso-escala

En la parte noroccidental de América del sur los vientos alisios que cruzan el ecuador desde el hemisferio sur adquieren una dirección del oeste penetrando al territorio colombiano. Estos vientos al cruzar la cordillera occidental y descender por su vertiente oriental adquieren la característica de vientos katabáticos. El encuentro de estos vientos alisisos predominantes del este, combinado con el efecto del calentamiento de la superficie y el ascenso orográfico produce un perfil atmosférico altamente inestable [Emanuel, 1994], y por tanto se produce fuerte convección, ascenso de aire húmedo y grandes cantidades de precipitación a lo largo de toda la costa occidental de Colombia. Ello proporciona la fuente de aire frío que favorece la formación de frentes de brisas marina con un ciclo diurno muy marcado [Arnett y Steadman, 1970, Meisner y Arkin, 1987], y coadyuga a la formación de los llamados Complejos Convectivos de Meso-escala, CCM, [Velasco y Frisch, 1987], los cuales penetran al interior del país por la costa Pacífica, yendo muchas veces más allá de la zona de Medellín. [Mesa et al., 1997].

Con base en información del TRMM para el año 1998, Mejía y Poveda (2003) han realizado un dianóstico sobre los CCM y su relación con el ciclo diurno de la precipitación en Colombia. El diagnóstico permitió identifica la ocurrencia de 75616 eventos durante 1998, con una frecuencia un poco mayor sobre la región oceánica (53.1 %)que sobre el continente (46.9 %). Del total, sólo se desarrollaron CCM en un 7.1 % de los eventos oceánicos y en un 5.9 % de los continentales, pero su contribución al total de la precipitación anual es extraordinariamente alta, sobre el océano (44 %) y sobre el continente (38 %) [Poveda, 2004a].

[Mapes et al., 2003] y [Houze, 2004] son referencias indispensables para el estudio de dichos sistemas.

Capítulo 2

Técnicas de interpolación

Numerosas técnicas de interpolación se han desarrollado con el fin de estimar los campos espaciales de determinada variable a partir de datos puntuales muestreados en la zona de interés. Entre otros métodos, cabe mencionar el kriging ordinario, vecino cercano y natural, inverso de la distancia, triangulación lineal, interpolación con Splines, interpolación bilineal (solo sobre una malla regular), bivariada, fractal, etc. Además, se cuenta con métodos que utilizan una o más variables secundarias relacionadas con la primera y que por lo tanto aportan información adicional para una mejor estimación de la variable distribuida espacialmente, a una resolución definida por las variables secundarias. Entre estos métodos se destacan la interpolación lineal, la triangulación con deriva a partir de redes neuronales adaptativas, las diferentes variantes del kriging, la simulación estocástica y el modelo PRISM.

Al hacer un estimativo de determinada variable es importante considerar modelos que permitan utilizar toda la información disponible (integración de información), teniendo en cuenta además que las diferentes mediciones tienen asociadas un error o incertidumbre, lo cual determina el error en la estimacióon de la variable analizada.

Los métodos de interpolación determinísticos al no considerar una distribución de posibles valores en los puntos en que se carece de medida no permiten estimar el error asociado al proceso de interpolación, por otra parte, los métodos probabilísticas si consideran tal distribución de probabilidades y permiten asociar un valor de incertidumbre a la interpolación a partir de la varianza de los errores en la estimación. El variograma es la medida de proximidad comúnmente usada en geoestadística, además de ser la componente más importante ya que modela la estructura de correlación espacial de una variable consigo misma o entre distintas variables [Henao y Quiroz, 1998].

En los métodos geoestadísticos para la integración de información, los algoritmos de interpolación producen una única imagen que consiste en un campo interpolado de la variable de interés. En cada nodo de ese campo se estima un valor de acuerdo a cierto criterio de optimalidad, por ejemplo minimizar la varianza del error cuadrático medio, la cual es considerada una medida de incertidumbre del campo estimado. Las técnicas de representación estocástica persiguen la generación de realizaciones múltiples del atributo simulado, todas plausibles en le sentido de que reproducen los datos y los patrones de correlación espaciales observados, generando también una medida de la incertidumbre en la estimación [Cassiraga, 1999].

En el modelo de interpolación PRISM (Precipitation - Elevation Regression on Independent Slopes Model), presentado originalmente en [Daly et al., 1994], se asume que la precipitación

depende primordialmente de la topografía, la cual es representada por un modelo digital de terreno (MDT), considerado como la variable secundaria para la interpolación de la información puntual. En este modelo de interpolación se propone discretizar la zona de estudio en facetas topográficas que caracterizan regiones de características similares. Para cada pixel se define una regresión lineal entre la elevación y los datos de precipitación de estaciones puntuales ubicados en una misma faceta, con la cual se interpola el valor de lluvia en el pixel de análisis. Aunque diversas modificaciones se han presentado al modelo, estas conservan la estructura e hipótesis del planteamiento original, al considerar la elevación como el factor más importante en la distribución de la precipitación.

A continuación se presenta una breve descripción de los métodos de interpolación empleados en este trabajo.

2.1. Ponderación por el inverso de la distancia

Este método se basa en la idea intuitiva de que las observaciones más cercanas al punto de interpolación deben tener una mayor influencia sobre los valores estimados en ese punto que las más distantes. Al interpolar empleando el método del inverso de la distancia (IDW), el valor desconocido de un variable z en punto u se calcula como una combinación lineal de n valores conocidos de z, cuyas coordenadas son u_α, con $u = 1, ..., n$. Para la estimación del parámetro de interés $z(u)$, se define un radio de búsqueda r con el fin de considerar las valores conocidos más cercanos, a los cuales se les asigna un factor de ponderación según el inverso de la distancia al punto u de interés.

$$z^*(u) = \sum_{\alpha=1}^{n} \lambda_\alpha(u) z(u_\alpha) \tag{2.1}$$

donde $z(u)$ es el valor estimado para la posición u, $z(u_\alpha), \alpha = 1, ..., n.$ son los valores en las posiciones $u_\alpha, \alpha = 1, ..., n.$ y $\lambda_\alpha, \alpha = 1, ..., n.$ son los coeficientes de ponderación asignados a los valores conocidos de la variable que intervienen en la estimación.

Los factores de ponderación se calculan como:

$$\lambda_\alpha = \frac{\frac{1}{d_\alpha^w}}{\sum_{\alpha=1}^{n} \frac{1}{d_\alpha^w}} \tag{2.2}$$

donde d_α^w es la distancia entre el punto u_α y u, y w es un valor usualmente comprendido entre 1 y 3.

IDW es uno de los métodos de interpolación más sencillos que existen; tiene la ventaja de que es rápido y funciona bien cuando la densidad de puntos de muestreo es alta. La principal desventaja del método es que la ponderación solo depende de la cercanía

2.2. Kriging

El kriging hace parte de la familia de métodos de interpolación basados en estimadores lineales ponderados, en los cuales los valores conocidos de la variable de interés son considerados según la distancia al lugar a interpolar, la redundancia entre los datos, la continuidad o variabilidad espacial, la anisotropía (dirección preferencial), entre otros. Ejemplos de este conjunto

son los métodos del inverso de la distancia y del vecino cercano, en los cuales el único criterio empleado para la ponderación es la distancia. La idea del método de kriging es incorporar los otros criterios (redundancias entre datos, continuidad espacial, anisotropía) mediante el uso del variograma con el fin de obtener mejores estimaciones.

El variograma es una función del vector de separación h entre dos puntos, que describe la medida de proximidad de los datos, de uso común en geoestadística y que permite analizar el comportamiento espacial de una propiedad o variable sobre una zona dada. El semivariograma es mitad del variograma, definido como el valor esperado de la diferencia entre dos valores del campo en cuestión separados entre si por el vector h. Mientras el variograma da información de proximidad, la función de covarianza lo hace sobre la dependencia o correlación, así para datos con valores de variograma bajos (muy próximos) se tienen valores de covarianza altos (alta correlación entre ellos), por lo que será esta función la que defina los pesos a emplear (como ponderación en la interpolación por kriging) para construir el campo a estimar.

Dada una variable $z(u)$, la cual cumple con la hipótesis de estacionariedad de segundo orden, el variograma se define como:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} Var[z(u) - z(u+h)] \tag{2.3}$$

donde $Z(u)$ y $Z(u+h)$ son los valores de la función aleatoria analizada para los vectores de posición u y $u+h$, respectivamente. A partir de un conjunto de datos disponibles o realizaciones de la variable $z(u)$, puede utilizarse un estimador de media para calcular el valor del variograma, el cual se estima como:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n(h)} \sum_{\alpha=1}^{n(h)} [z(u_\alpha) - z(u_\alpha + h)]^2 \tag{2.4}$$

donde $[z(u_\alpha) - z(u_\alpha + h)]$ es un incremento del atributo z para un vector de distancia $\|h\|$ y $n(h)$ es el número de observaciones encontradas para un distancia de $\|h\|$. Este es el estimador más utilizado a pesar de que presenta graves inconvenientes por ser un estimador no robusto [Goovaerts, 1997].

[Isaaks y Srivastava, 1989], [Goovaerts, 1997] y [Armstrong y Jabin, 1981] son otras referencias útiles para el estudio del variograma.

La idea básica del kriging es estimar el valor desconocido de un variable z en punto u como una combinación lineal de n valores conocidos de z, cuyas coordenadas son u_α, con $u = 1, ..., n$. Para representar el parámetro de interés $z(u)$, donde u es el vector que indica sus coordenadas espaciales, se adopta un modelo estocástico. Éste modelo estocástico consiste en admitir que los valores que puede tomar z dentro del área en estudio vienen dados por una función aleatoria $Z(u)$. La forma general del estimador por kriging viene expresado a través de la siguiente ecuación:

$$z^*(u) - m(u) = \sum_{\alpha=1}^{n} \lambda_\alpha(u)[z(u_\alpha) - m(u_\alpha)] \tag{2.5}$$

donde el símbolo $*$ denota que se trata de un estimador; $m(u)$ y $m(u_\alpha)$ son los valores esperados de las variables aleatorias $Z(u)$ y $Z(u_\alpha)$ respectivamente, y $\lambda(u_\alpha)$, $\alpha = 1, .., n$ son los coeficientes

de ponderación asignados a los de la variable que intervienen en la estimación. La representación estocástica del atributo $z(u)$, permite definir el error en la estimación realizada como:

$$R(u) = z^*(u) - z(u) \tag{2.6}$$

donde $R(u)$ es el error cometido en la estimación del atributo z en la localización u; además $z^*(u)$ y $z(u)$ son el valor estimado y el valor verdadero respectivamente. El valor estimado por kriging es, por construcción, aquel que minimiza la varianza del error de la estimación y es además un estimador insesgado, o sea, para el punto de coordenadas u_0 el objetivo del kriging es:

$$\text{Min } \left\{\sigma_R^2(u)\right\} = \text{Min } \left\{Var\left[Z^*(u) - Z(u_0)\right]\right\} \tag{2.7}$$

con la restricción:

$$E[Z^*(u) - Z(u)] = 0 \tag{2.8}$$

Todos los estimadores por kriging son una variante de la expresión general 2.5, en la cual los coeficientes de ponderación se obtienen resolviendo el sistema de ecuaciones lineales que surge de las condiciones 2.7 y 2.8.

2.2.1. Kriging ordinario

El kriging ordinario parte de la hipótesis de que existe una media local que es desconocida, pero su valor puede estimarse a partir de los datos que intervienen en la interpolación. Así, el estimador para el éste método está dado por la siguiente expresión:

$$z_{KO}^*(u) = \sum_{\alpha=1}^{n} \lambda_\alpha(u) z(u_\alpha) \tag{2.9}$$

la sumatoria de los pesos debe ser igual a la unidad para que el estimador obtenido sea insesgado, que junto a la condición de error mínimo resulta en el sistema de ecuaciones lineales:

$$\begin{cases} \displaystyle\sum_{\beta=1}^{n} \lambda_\beta(u)\gamma(u_\alpha - u_\beta) + \mu = \gamma(u_\alpha - u), \text{ con } \alpha = 1, 2, ..., n(u) \\ \displaystyle\sum_{\beta=1}^{n} \lambda_\beta(u) = 1 \end{cases} \tag{2.10}$$

donde μ es el parámetro de Lagrange introducido en la minimización del error sujeto a la condición de que los pesos sumen uno. La expresión para la varianza de la estimación por kriging ordinario es la siguiente:

$$\sigma_{KO}^2(u) = \sum_{\beta=1}^{n} \lambda_\beta(u)\gamma(u_\beta - u) - \mu \tag{2.11}$$

2.2.2. Otros estimadores por kriging

Entre las diversas variantes del kriging referentes a la expresión 2.5 cabe mencionar:

- Kriging simple: el valor de m, que es igual al valor esperado de la variable aleatoria Z, se considera conocido y constante en todo el dominio de estimación. En la mayoría de los casos prácticos, el valor de m es asumido como el valor promedio de los datos disponibles.
- Kriging simple con media variable: Consiste en reemplazar la media m, constante sobre el dominio de la estimación, por una media $m(u)$ variable localmente e inferida a partir de información secundaria.
- Kriging universal: también denominado como kriging con modelo de tendencia, considera que la variación espacial de la media local tiene una forma dada por un polinomio de orden bajo en función de las coordenadas.
- Kriging con deriva externa: Se considera una función de tendencia $f1(u)$, definida en cada localización a partir de una variable secundaria $z2(u)$, que debe variar continuamente en el espacio ya que es necesario disponer de un valor de la variable secundaria en cada localización a estimar. El campo resultante de $z1$ es, por construcción, semejante al campo de la variable secundaria $z2$ debido a que éste algoritmo no considera la correlación cruzada entre variables. Por ésta razón, la variable secundaria sólo informa acerca de la tendencia de la variable primaria.
- Cokriging: La técnica del cokrigeado permite incorporar una o varias variables secundarias en la estimación de un atributo principal cuando las primeras no son conocidas sobre todo el dominio de la estimación. El cokriging no se diferencia del krigeado desde un punto de vista algorítmico. Su novedad es que permite que los datos secundarios participen directamente en la estimaciíon de la variable principal. Es decir que la información secundaria se trata como información covariada.

En [Álvarez, 2007] o [Cassiraga, 1999] se presenta una descripción completa de cada una de las variantes del kriging y de las ecuaciones para la estimación de los parámetros.

2.3. Modelo PRISM [Daly et al., 1994]

En el modelo PRISM se asume que la topografía es la característica de mayor efecto sobre la distribución espacial de la precipitación por medio del efecto orográfico. La información básica para la implementación del modelo es la información puntual disponible y un MDT a una adecuada resolución espacial. El modelo PRISM se resume en los siguientes items:

- La elevación de las estaciones puntuales, empleada en la regresión lineal con la precipitación es la correspondiente al MDT. El no emplear la altura real de la estación se debe a que el valor interpolado es representativo de un pixel y no un punto, y además, de la escala espacial del efecto orográfico.
- Con base en la orientación del terrero discretizado por pixeles, se construye un mapa de facetas con el fin de caracterizar el espacio a interpolar. Para determinado pixel (i, j), se calculan 4 pendientes correspondientes a los pixeles $(i-1, j)$, $(i+1, j)$, $(i, j+1)$ y $(i, j-1)$, de las cuales la máxima define la faceta del pixel como Oeste, Este, Norte o Sur respectivamente. Si la pendiente máxima obtenida es inferior a un umbral fijado por el modelador, la orientación o faceta del pixel se define como plana.

- La estimación de la precipitación en determinado pixel es obtenida a través de una regresión lineal entre las estaciones cercanas que se encuentran en pixeles con igual faceta que el de análisis y las elevaciones de dichas estaciones calculadas con el MDT. De esta manera para cada pixel dentro de la zona a interpolar se obtiene una regresión lineal que es utilizada para calcular un único valor para la precipitación.

- La incertidumbre o error en la estimación de la precipitación para cada pixel es calculado con base en la bondad de ajuste lineal entre la elevación y la precipitación, por medio del coeficiente de determinación o la raíz del error cuadrático medio.

- Con el fin de evitar extrapolaciones no deseadas, se deben definir valores mínimos y máximos para los diferentes parámetros que definen el modelo, tales como la pendiente e intercepto del ajuste, el umbral para el cual se define que un pixel es plano, el radio de búsqueda para estaciones cercanas y valores por defecto para los casos en los cuales no es posible definir un ajuste adecuado, entre otras consideraciones.

- Para los casos en los que las estaciones cercanas al pixel de estimación sean mínimas por no pertenecer a la misma faceta, se deben considerar mapas de facetas construidos con base en MDT's suavizados.

Diversas modificaciones se han desarrollado con el fin de incorporar variables auxiliares para la estimación de la precipitación en determinado pixel [PRISM GROUP, 1999]. Factores como la distancia, proximidad a la costa, capa en la atmósfera, perfil topográfico y régimen de humedad, entre otros, son tenidos en cuenta para ponderar cada uno de los pares ordenados utilizados en la regresión lineal entre la elevación y la precipitación. De esta manera, se pasa de una regresión lineal simple a una regresión ponderada en la cual los valores de precipitación correspondientes a pixeles con características geográficas y climáticas similares al de cuestión tienen mayor relevancia, obteniendo mejores ajustes por pixel en la medida de la disponibilidad de los datos.

Capítulo 3

Información

La información utilizada para la elaboración de los campos mensuales de precipitación la constituyen los diferentes mapas promedios multianuales de isoyetas y distribuidos, la información puntual a escala mensual y los diferentes mapas distribuidos provenientes de mediciones satelitales y estudios de reanálisis.

3.1. Información puntual

La información puntual corresponde a registros mensuales de 2270 estaciones dentro de la zona de estudio (5°S - 15°N en latitud y 80°W - 65°W en longitud) distribuidas principalmente en el interior del territorio colombiano. La longitud de registro de las estaciones es variable así como sus periodos de datos faltantes. En la figura 3.1 se muestra la zona de estudio y la distribución espacial de las estaciones recolectadas para este estudio. Las fuentes de las cuales se extrajo la información son:

- 607 estaciones tomadas del sistema de información geográfica orientado a la gestión y modelación de los recursos hídricos HidroSIG [Poveda et al., 2007a] desarrollado por Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos (PARH) de la Universidad Nacional sede Medellín. La información disponible en HidroSIG proviene de diferentes entidades y fue adquirida por el PARH a través de diversos proyectos de investigación, principalmente por medio del proyecto de Balances Hidrológicos [Vélez et al., 2000].

- 1192 estaciones adquiridas por medio del IDEAM para el proyecto GRECIA.

- 46 estaciones de las Empresas Públicas de Medellín, las cuales fueron utilizadas en el proyecto "Diseño y puesta en marcha de la la red de monitoreo ambiental en la cuenca hidrográfica del río Aburrá en jurisdicción del Área Metropolitana del Valle de Aburrá" [AMVA, 2008] y en el cual participó la Universidad Nacional sede Medellín.

- 45 estaciones del proyecto "Reconstrucción de las series mensuales de caudal natural para la cuenca del Río Bogotá" desarrollado por el PARH [EMGESA - UNALMED, 2007]. La información pertenece al IDEM, CAR y EAAB.

- 16 estaciones de Cenicafé, tomada de los Anuarios meteorológicos de Cenicafé.

- 364 estaciones de la base de datos The Global Historical Climatology Network (GHCN-Monthly), la cual contiene información puntual a nivel mensual de precipitación, temperatura y presión en todo el mundo. La información disponible dentro de la zona de estudio

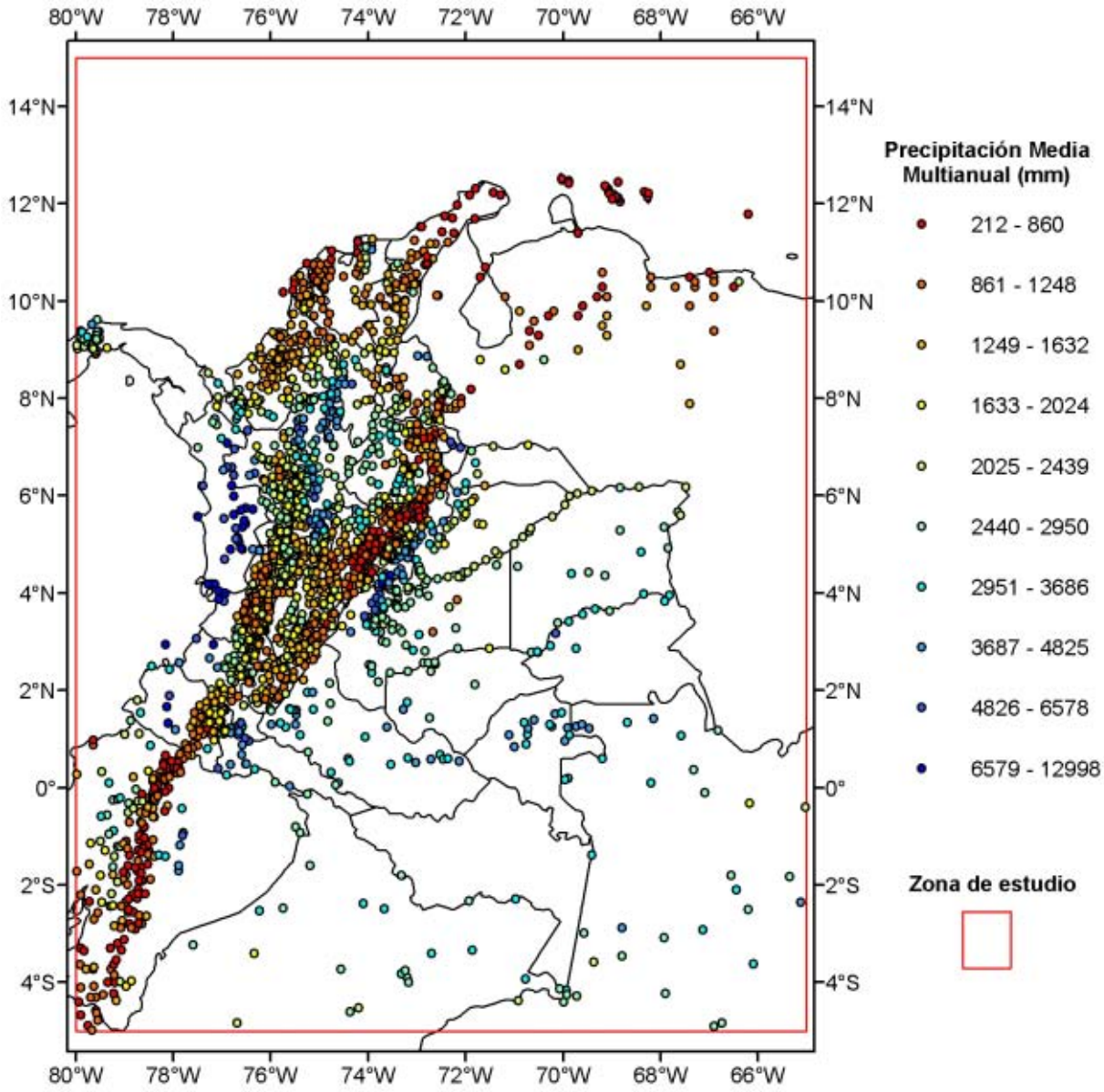

Figura 3.1: Zona de estudio e información puntual disponible

para los países vecinos esta constituida gracias a esta base de datos (186 estaciones en Ecuador, 56 en Venezuela, 35 en Panamá, 34 en Brasil, 31 en Perú y 22 en las Antillas Holandesas) la cual se encuentra gratuitamente en la web (http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/ghcn-monthly/index.php).

3.2. Mapas promedios multianuales

Actualmente se cuenta con varios mapas de precipitación media anual, como los mapas de isoyetas presentado por Trojer [Trojer, 1959], Oster [Oster, 1979], Snow [Snow, 1976], el Estudio Nacional de Aguas (ENA) [Colombia, 1985] que se basó a su vez en mapas provenientes de otros

estudios, el proyecto EOS - Amazon [University of Washington, 1995] que además aporto mapas mensuales para toda la cuenca amazónica a una escala espacial de 12 minutos entre 1972 y 1992, entre otros. En el estudio Balances Hidrológicos de Colombia [Vélez et al., 2000] se presentan 5 mapas a una resolución de 5 minutos de arco aplicando la técnica de Krigeado con base en información puntual y mapas de isoyetas de estudios anteriores, los cuales fueron interpolados; dos de los mapas construidos en le proyecto de Balances Hidrológicoss fueron interpolados mediante Kriging con deriva externa usando como deriva los mapas del ENA y Oster, otros dos mapas mediante la misma técnica pero discretizando por regiones y un mapa incorporando información de las derivas y los mapas anteriores, además, se estimaron mapas mensuales utilizando interpolación mediante Kriging Ordinario con base en la proporción que cada uno de los meses representa con respecto al promedio anual. También se presenta en este estudio la estimación de la precipitación indirecta por rocío. El campo de precipitación media anual estimado con kriging y empleando la topografía como deriva es empleado en [Poveda et al., 2007b] como insumo para la estimación de balances hidrológicos a largo plazo, ligando estos a través de escalamiento estadístico a caudales mínimos y máximos para diferentes periodos de retorno a lo largo de la red de drenaje en todo Colombia.

Recientemente, [Álvarez, 2007], ha elaborado mapas de precipitación media anual a partir de los métodos de Kriging con deriva externa, cokriging estandarizado, cokriging colocalizado y cokriging colocalizado con cadenas de Markov, integrado la información puntual e información secundaria proveniente de datos satelitales de la misión TRMM, siendo el mapa estimado mediante el método de Kriging con deriva externa el que mejor representa los valores medios de precipitación en el territorio Colombiano, conclusión obtenida luego realizar balances hídricos a largo plazo y comparar los valores de caudal resultantes con los registrados en diversas estaciones de medición. El principal aporte del trabajo de Álvarez es que presenta una metodología con base en modelos geoestadísticos para el cálculo de mapas de incertidumbre asociados a la estimación de campos distribuidos de variables del ciclo hidrológico.

En la figura 3.2 se muestran los mapas de precipitación media anual obtenidos de los estudios de Oster ([Oster, 1979]), ENA ([Colombia, 1985], Balances Hidrológicos ([Vélez et al., 2000]) y Álvarez ([Álvarez, 2007]). Los mapas de Oster y el ENA de la figura 3.2 son presentados en [Vélez et al., 2000] y [Poveda et al., 2007b], donde los mapas de isoyetas originales fueron digitalizados e interpolados a una resolución de 5 min. de arco. El mapa de Balances Hidrológicos también construido a 5' fue interpolado con kriging empleando los mapas de Oster y el ENA como deriva y con corrección de extrapolaciones. El mapa de Álvarez fue interpolado con kriging empleando el promedio multianual de los mapas de precipitación de la misión TRMM a una resolución de 4 km como deriva.

3.3. Series mensuales de mapas distribuidos

Este tipo de información la constituyen los mapas disponibles gratuitamente en la web y que son producto de diversos algoritmos o modelos (reanálisis) que emplean mediciones satelitales y puntuales. En la figuras 3.3, 3.4 y 3.5 se ilustran mapas promedios multianuales de precipitación según las diferentes bases de datos disponibles. El intervalo de tiempo que abarcan y su resolución espacial, así como sus características generales son descritas a continuación.

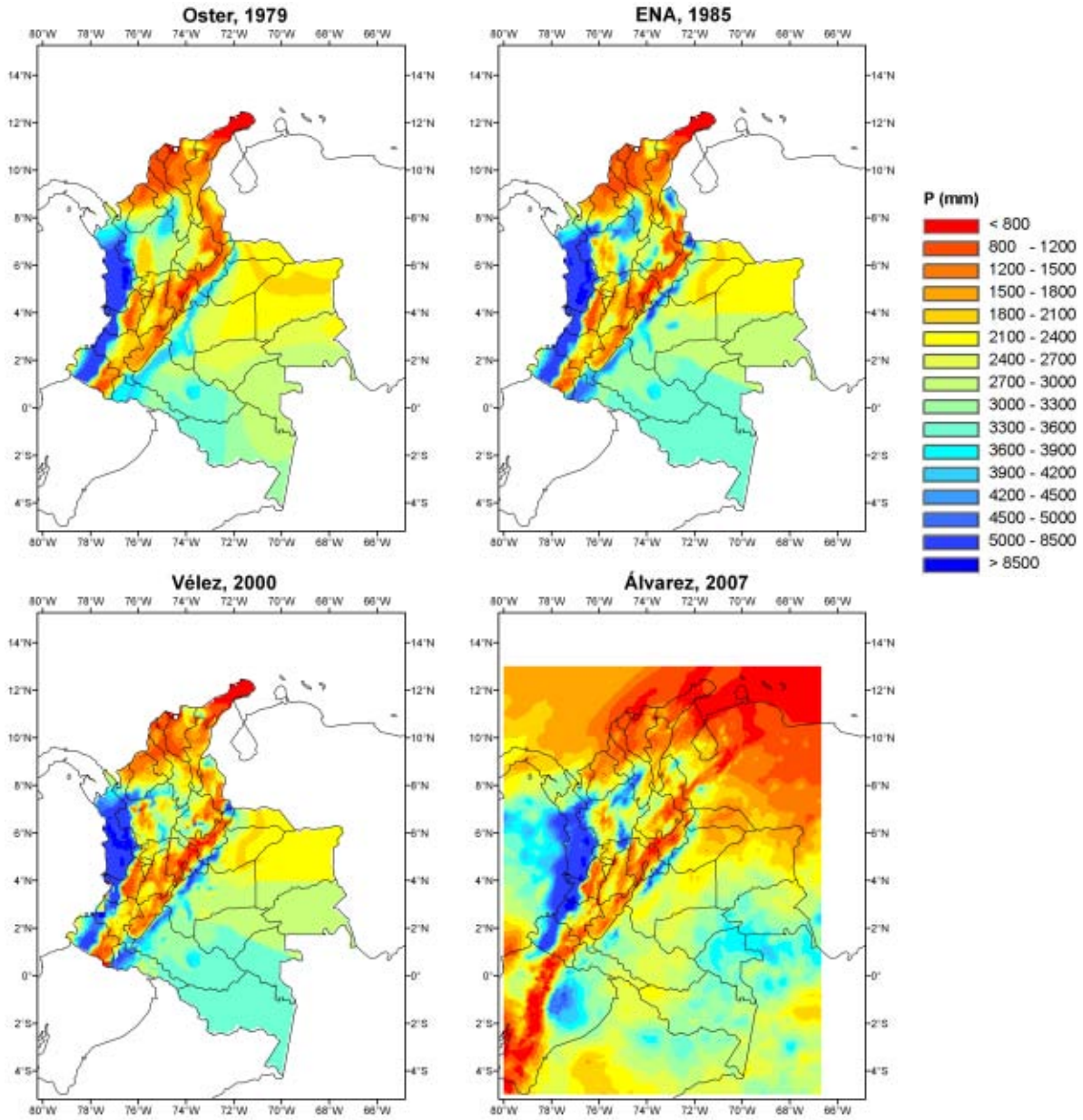

Figura 3.2: Mapas de precipitación media anual obtenidos de estudios anteriores

3.3.1. CMAP [Xie y Arkin, 1997]

La base de datos del CMAP (Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation) está basada en la combinación de información puntual y en estimaciones satelitales sobre la banda del infrarrojo (IR), imágenes de sensonres especiales de microonda (SSM/I), y unidades de sondeo en microondas (MSU). La resolución espacial es de 2.5 y los datos se encuentran disponibles desde 1979 hasta la fecha.

3.3.2. GPCP - V2 [Adler et al., 2003]

Global Precipitation Climatology Project (GPCP) es un proyecto internacional diseñado con el fin de proporcionar series de precipitación en un largo periodo de tiempo sobre todo el planeta. Los mapas junto con los respectivos estimativos del error están disponibles desde 1979 hasta la fecha a una resolución espacial de 2.5°. Los mapas fueron estimados con algoritmos que incorporan información puntual y satelital de microonda e infrarrojo proveniente de: 1. GPCP Polar Satellite Precipitation Data Centre - Emission (SSM/I), 2. GPCP Polar Satellite Precipitation Data Centre - Scattering (SSM/I), 3. GPCP Geostationary Satellite Precipitation Data Centre (estimaciones de GPI y OPI y análisis de lluvia puntual), 4. NASA/GSFC Satellite Research Team (TOVS), and 5. GPCP Global Precipitation Climatology Centre (análisis de lluvia puntual).

3.3.3. CAMS - OPI [Janowiak y Xie, 1999]

CAMS-OPI es una algoritmo desarrollado para la estimación de campos de precipitación en tiempo real para todo el globo basado en la combinación de datos puntuales tomados del Climate Anomaly Monitoring System (CAMS) y de estimaciones satelitales de las anomalías en la radiación de onda larga emergente que son generadas por el OLR Precipitation Index (OPI, [Xie y Arkin, 1997]). La resolución espacial es de 2.5° y los datos se encuentran disponibles desde 1979 hasta la fecha.

3.3.4. GPI [NOAA (1)]

La precipitación es estimada con base en información en la banda del IR del satélite GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) mediante el cálculo del GPI (GOES Precipitation Index). El GPI es el producto de la fracción media de cobertura nubosa que se encuentra a menos de 38°C en un pixel de 2.5°x2.5°, el tiempo en horas en el cual fue obtenido dicha fracción y una constante de 33 mm/h [Arkin y Meisner, 1986]. La resolución espacial es de 2.5° y los datos se encuentran disponibles desde 1986 hasta la fecha.

3.3.5. NCEP/NCAR [Kalnay et al., 1996]

La información proveniente de estudios de reanálisis es resultado de un modelo de circulación general, el cual esta basado en las ecuaciones físicas que gobiernan la dinámica Océano - Atmósfera - Tierra y además que esta anclado a un gran número de observaciones con lo cual se logra un combinación óptima entre el modelo y los datos medidos. Las entidades National Centers for Environmental Prediction (NCEP) y National Center for Atmospheric Research (NCAR) cooperaron en un proyecto de reanálisis con el fin de producir registros desde 1948 como resultado de análisis globales de los campos atmosféricos. De la gran cantidad de variables disponibles como resultado de este reanálisis, la de interés para este estudio (precipitación) se encuentra disponible a una resolución de 1.9°.

3.3.6. RASA [NOAA (2)]

El Retrospective Analysis for South America (RASA) esta basado en algoritmos que combinan en la escala diaria, la información puntual y satelital para producir mapas a una resolución espacial de 1°x1° sobre toda suramérica desde 1979 hasta la fecha.

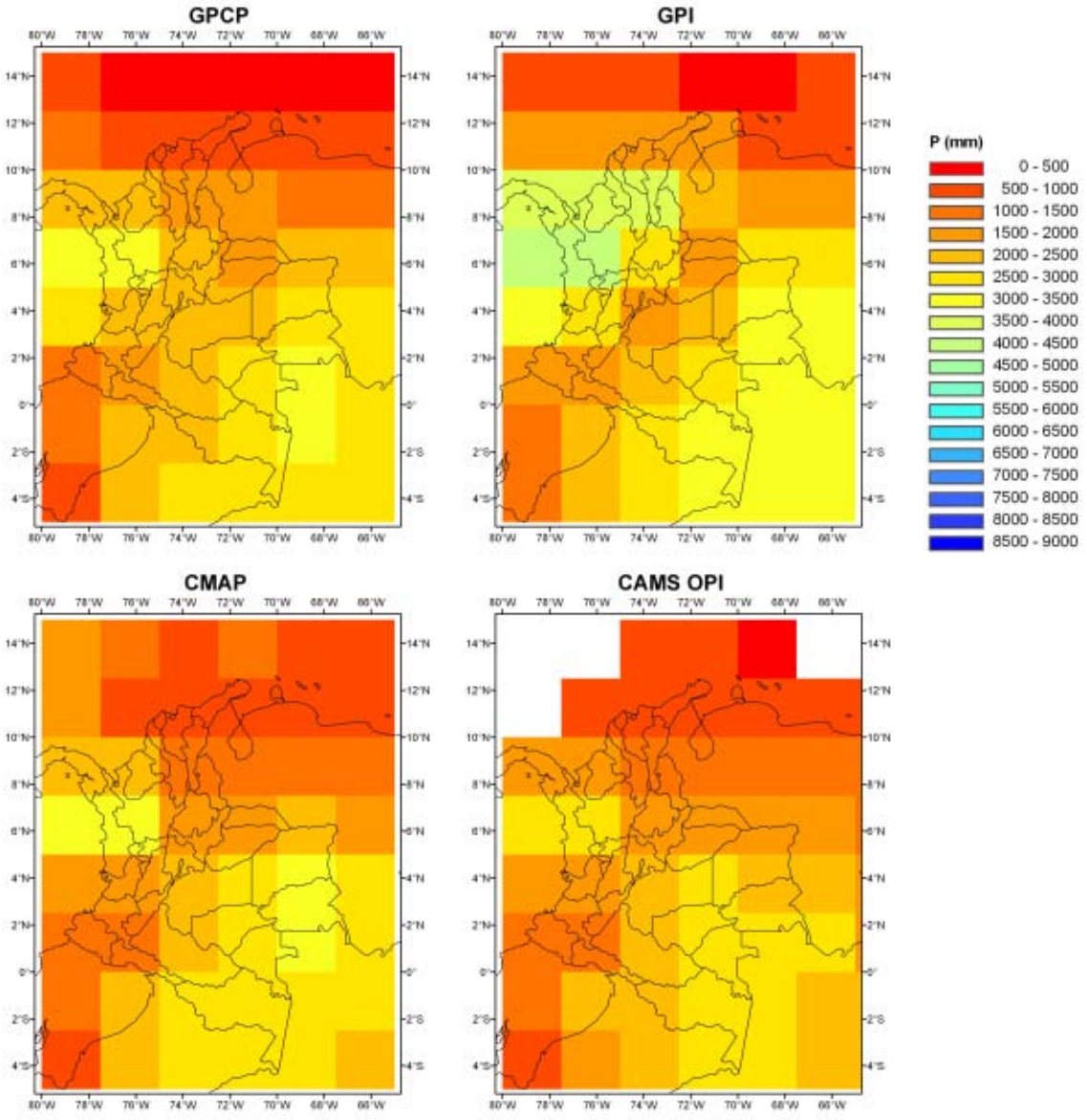

Figura 3.3: Mapas promedios multianuales de precipitación (GPCP, GPI, CMAP y CAMS OPI)

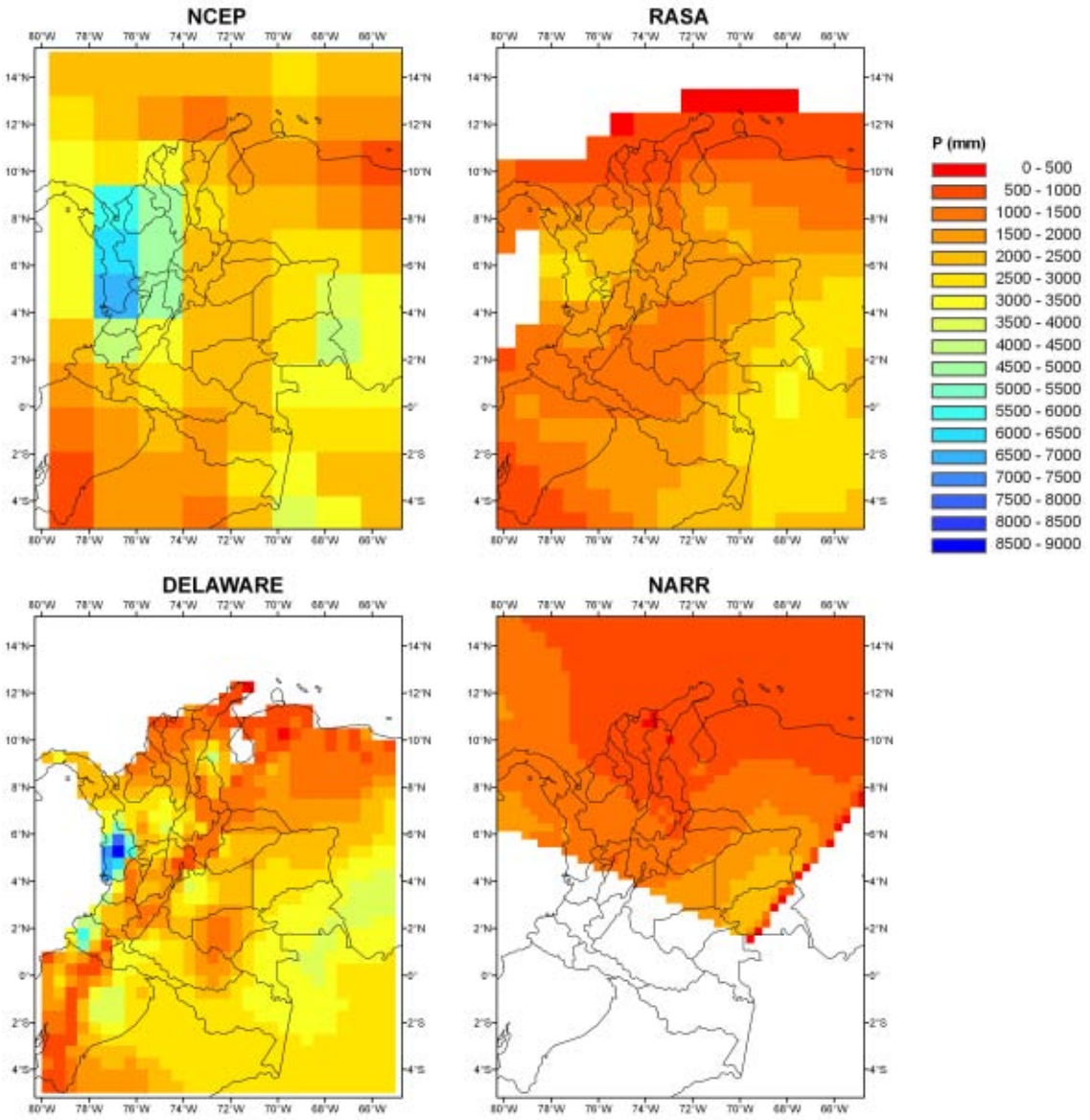

Figura 3.4: Mapas promedios multianuales de precipitación (NCEP, RASA, DELAWARE y NARR)

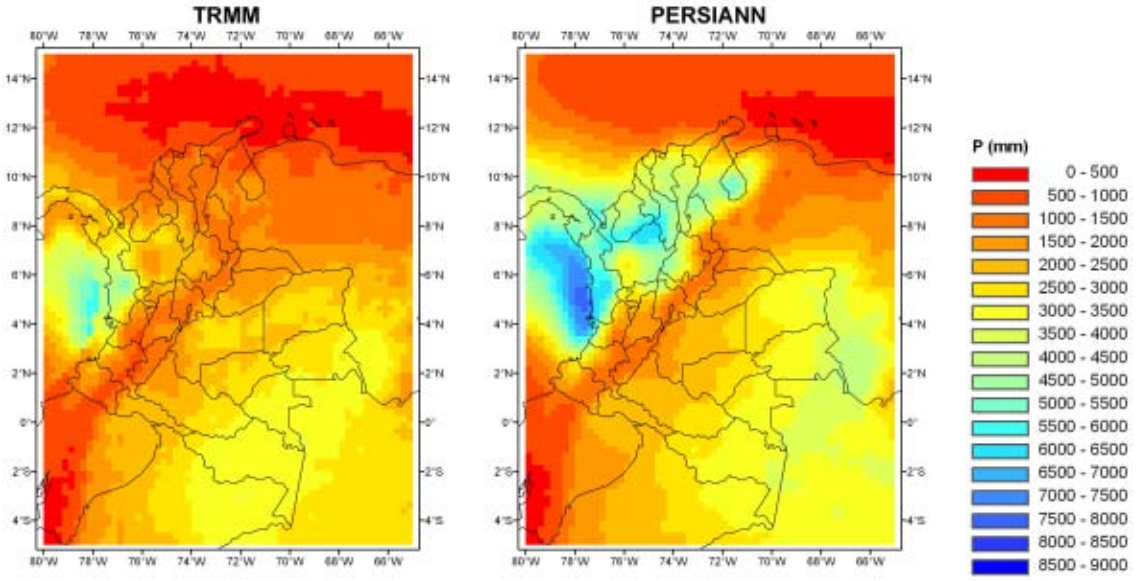

Figura 3.5: Mapas promedios multianuales de precipitación (TRMM, PERSIANN y GOES)

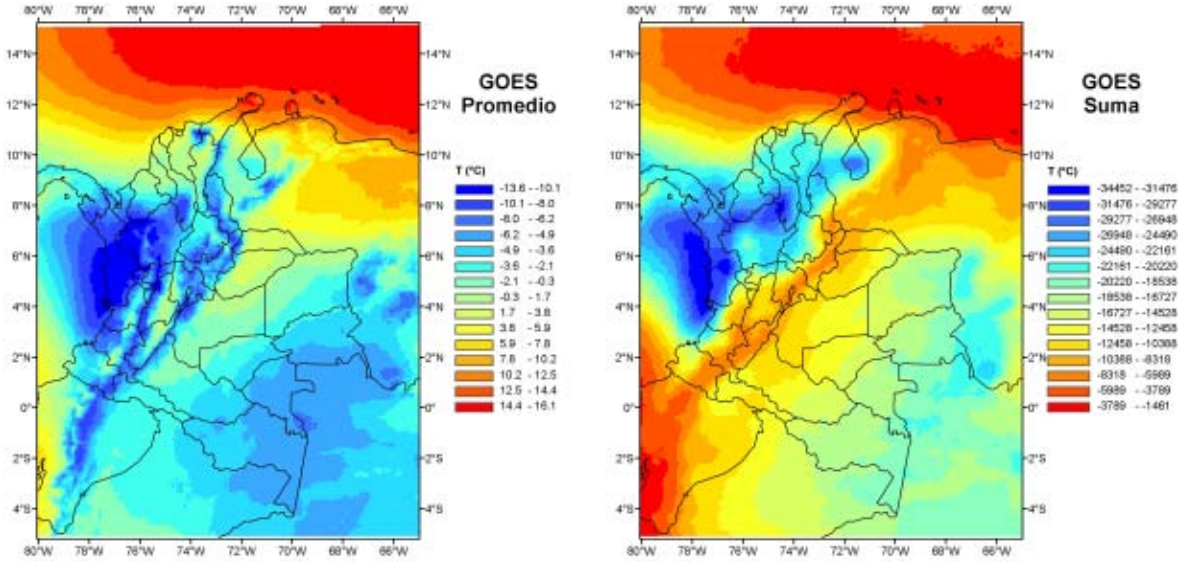

Figura 3.6: Mapas promedios de temperatura de brillo para según las dos metodologías propuestas para el GOES

3.3.7. DELAWARE [Willmott y Robeson, 1995]

Esta base de datos fue construida a una resolución espacial de 0.5°x0.5° desde 1950 a 1999. La información utilizada fue solo puntual y los mapas fueron estimados con base en el método de interpolación del inverso de la distancia.

3.3.8. NARR [Mesinger et al., 2004]

El reanálisis Regional de Norteamérica - North American Regional Reanalysis (NARR) fue desarrollado con el fin de obtener consistente información climática en la escala regional para el dominio norteamericano en una largo periodo de tiempo. Este reanálisis hace uso del modelo regional Eta y los avances con respecto al del NCEP/NCAR se deben principalmente a su resolución, la cual es de aproximadamente 0.3° y en los avances en el modelamiento y asimilación de las diferentes fuentes de información disponibles. La información está disponible desde 1979 hasta la fecha.

3.3.9. TRMM [NASA, 2007]

Esta base de datos proviene de algoritmos aplicados a las información original del TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) con el fin de obtener campos mensuales continuos espacialmente a una resolución espacial de 0.25°x0.25° para la latitudes comprendidas entre los 50° sur y 50° norte. Estos mapas provienen de las corridas de dos algoritmos. El algoritmo 3B42 calcula la precipitación cada 3 horas con base en datos de microonda e infrarrojo propios del satélite. Finalmente, el algoritmo 3B43 estima los mapas mensuales de precipitación y su incertidumbre mediante una combinación óptima entre los resultados obtenidos del algoritmo 3B42 y el CAMS o el análisis de información puntual del Global Precipitation Climatology Centre (GPCC).

3.3.10. PERSIANN [Hsu et al., 1997]

La base de datos PERSIANN (Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks) está construida con base en algoritmos de redes neuronales, información de temperatura de brillo en el infrarrojo proveniente de satélites geostacionarios e información de la misión TRMM para estimar campos de precipitación cada 6 horas a una escala espacial de 0.25°. El sistema PERSIANN [Hsu et al., 1997] fue originalmente propuesto para imágenes en el infrarrojo provenientes de satélites geostacinarios y extendido [Hsu et al., 1999] para incluir tanto imágenes en el infrarrojo como en el espectro visible.

3.3.11. GOES

El registro histórico de las imágenes GOES está disponible desde el año de 1983 a una resolución espacial de aproximadamente 10 km. Las imágenes utilizadas corresponden a la banda del infrarrojo, en la cual se mide la temperatura de brillo de la superficie o de los elementos que se interponen a esta como las nubes. Esta información gracias a un archivo de calibración puede ser procesada a temperatura y de esta manera identificar las zonas frías relacionadas con la cobertura nubosa, muy frías relacionadas con posibles eventos lluviosos y calientes que sugieren temperatura superficial o condiciones de cielo despejado.

Ya que la información del GOES está constituida por imágenes cada 3 horas, se plantean dos metodología para agregar la información a nivel mensual. La primera consiste en determinar para cada imagen los pixeles a temperaturas menores de -38°C, el cual se asume en este trabajo

como umbral a partir del cual se desarrollan eventos de precipitación, y que corresponde al valor de la temperatura propuesto en [Arkin, 1979 en Arkin y Meisner, 1986] para la estimación de la precipitación por medio del GPI. A los demás pixeles se les asigna un valor de 0 al considerar que no representan eventos lluviosos, y finalmente se suman todas las imágenes para determinado mes de análisis. La segunda metodología consiste en promediar las imágenes del mes, con lo cual se obtiene un promedio mensual de temperatura en cada pixel.

Luego de un análisis de comparación entre los mapas construidos con las dos metodologías y la información puntual, se determinó que la segunda metodología, a pesar de ser mucho más simple, proporciona mejores resultados ya que se logran asociaciones lineales más significativas, por lo tanto, los mapas así construidos fueron los implementados para la estimación de los campos mensuales de precipitación propuestos en este trabajo. La principal ventaja de la información GOES en la banda del satélite seleccionada es su directa relación con la topografía y principalmente con la nubosidad, y por lo ende con la precipitación, además, de su resolución espacial. La principal desventaja son los numerosos datos faltantes para determinados meses y los problemas en la órbita del satélite en los primeros 10 años de operación del satélite.

Capítulo 4

Metodología de estimación

La estimación de la precipitación en determinado punto (pixel) de la zona de estudio, considerando los valores de precipitación observados en las estaciones de medición como exactos y disponibles a determinadas distancias, junto con mediciones disponibles a diferentes resoluciones espaciales, permitirá una adecuada estimación de los campos mediante una combinación óptima de la información disponible por medio de modelos de correlación y de variación espacial. Esta es la hipótesis fundamental a partir de la cual se formula la propuesta metodológica para la estimación de los campos mensuales de precipitación.

Con base en el análisis estadístico entre cada una de los campos mensuales construidos y la información puntual, y asumiendo que esta última no posee errores en su medición, se estima la incertidumbre asociada con cada una de las fuentes de información necesaria para construir los campos de incertidumbre asociados a los diferentes mapas de precipitación obtenidos como una integración óptima de la información disponible.

4.1. Estimación de los campos mensuales de precipitación para cada base de datos

La información espacial disponible es comparada con las series puntuales con el fin de estimar regresiones que serán utilizados para la estimación de la precipitación en los diferentes puntos donde no se cuente con registro pluviométrico. Los intervalos de tiempo que abarcan las diferentes bases de datos espaciales y la información puntual determinan el periodo de tiempo en el cual se estimarán los campos de precipitación, así como la densidad pluviométrica y el tamaño de los pixeles de las diferentes bases de datos la resolución espacial de dichos campos.

El análisis correspondiente a cada una de las bases de datos espaciales consiste en comparar cada serie de precipitación puntual con la correspondiente serie de precipitación espacial obtenida del pixel en el cual esta ubicada la estación de análisis. Dicha comparación consiste obtener una regresión lineal (regresión de mejor ajuste) entre ambas series que permita calcular el valor de la precipitación en el punto de análisis en el caso de que no disponer registro puntual y sí espacial. De esta manera, en cada uno de los puntos en los cuales se cuenta con registro puntual, se obtiene un valor para la pendiente m y para el intercepto b asociados al ajuste lineal, así como un estimativo del error estándar correspondiente al ajuste.

Los parámetros m y b son interpolados por medio de kriging ordinario con el fin de obtener campos continuos, los cuales permiten tener los elementos necesarios para la estimación de la

precipitación en aquellos puntos en los cuales no se dispone de medición puntual. La incertidumbre al estimar los valores de precipitación por medio de una ecuación lineal queda determinada por la varianza del error en cada una de las regresiones obtenidos con la información puntual, así como por la varianza del error al interpolar los valores de la pendiente y el intercepto. La construcción de los campos correspondientes a la varianza del error es explicada en la sección 4.1.3.

Otras variantes del kriging fueron evaluadas, así como la discretización de la zona de estudio en regiones, en las cuales se definieron variogramas regionales y direcciones de anisotropía, con lo cual se obtuvo una mejor interpolación de los parámetros para cada región. Sin embargo, los parámetros así interpolados presentan fuertes gradientes en las fronteras de las regiones definidas, con lo cual se presentan discontinuidades muy marcadas y sin justificación física en los campos de precipitación.

4.1.1. Análisis de la información espacial

Debido a que cada pixel de los mapas disponibles representa un promedio espacial, el rango de variación de los valores promedios multianuales de precipitación para las bases de datos (figuras 3.3, 3.4 y 3.5) es inversamente proporcional a su resolución espacial. Para las bases de datos con pixeles de 2.5°, el rango de variación es de 478-2870 mm (CAMS OPI), 467-4409 mm (GPI), 350-3272 mm (GPCP), 700-3452 mm (CMAP). Para el NCEP, cuyo pixel es de 1.9°, el rango de variación es 755-6605 mm; RASA, con pixeles de 1°, 325-3152 mm; DELAWARE, con pixeles de 0.5°, 421-8869 mm. Para las bases de datos con resolución espacial de 0.25°, el rango de variación es de 208-7968 mm (PERSIANN) y de 220-5882 mm (TRMM).

Todas las bases de datos de precipitación, excepto RASA y NARR, presentan los valores máximos de precipitación en el Pacífico y la cuenca Amazónica. RASA no presenta la distribución espacial típica de la precipitación en Colombia, ya que los valores medios multianulaes máximos no se concentran en en el Pacífico ni en el piedemonte llanero. Problemas similares presenta NARR, los cuales se deben a que la fracción de la zona de estudio comprendida por esta base de datos corresponde a la frontera de la región modelada por este reanálisis.

La calidad de la información satelital fue evaluada con base en la calidad de los ajustes lineales obtenidos entre cada una de las estaciones puntuales y los pixeles en los cuales están ubicadas. De las 4 bases de datos a resolución espacial de 2.5° (GPCP, GPI, CMAP y CAMS OPI) la que presenta mayor asociación lineal con la información puntual corresponde al GPCP. La implementación de las otras 3 bases de datos no se justifica ya que no aportan información adicional por provenir de información primaria similar, por su misma resolución espacial y porque están altamente correlacionadas unas a otras. La base de datos del GPI, construida con base en información del GOES, sería además redundante con los mapas construidos con dicha información a partir de 1998 y disponibles a una mejor resolución.

Las estaciones puntuales en las cuales el grado de asociación lineal es despreciable para un nivel de significancia del 5 % no se tuvieron en cuenta para la interpolación de los parámetros b y m. El número de estaciones no tenidas en cuenta para la interpolación de los campos de parámetros por no presentar correlaciones significativas fue de 108 para el GPCP, 390 para el NCEP, 107 para el TRMM y 102 para el GOES.

La base de datos DELAWARE no es tenida en cuenta ya que esta fue construida sólo con

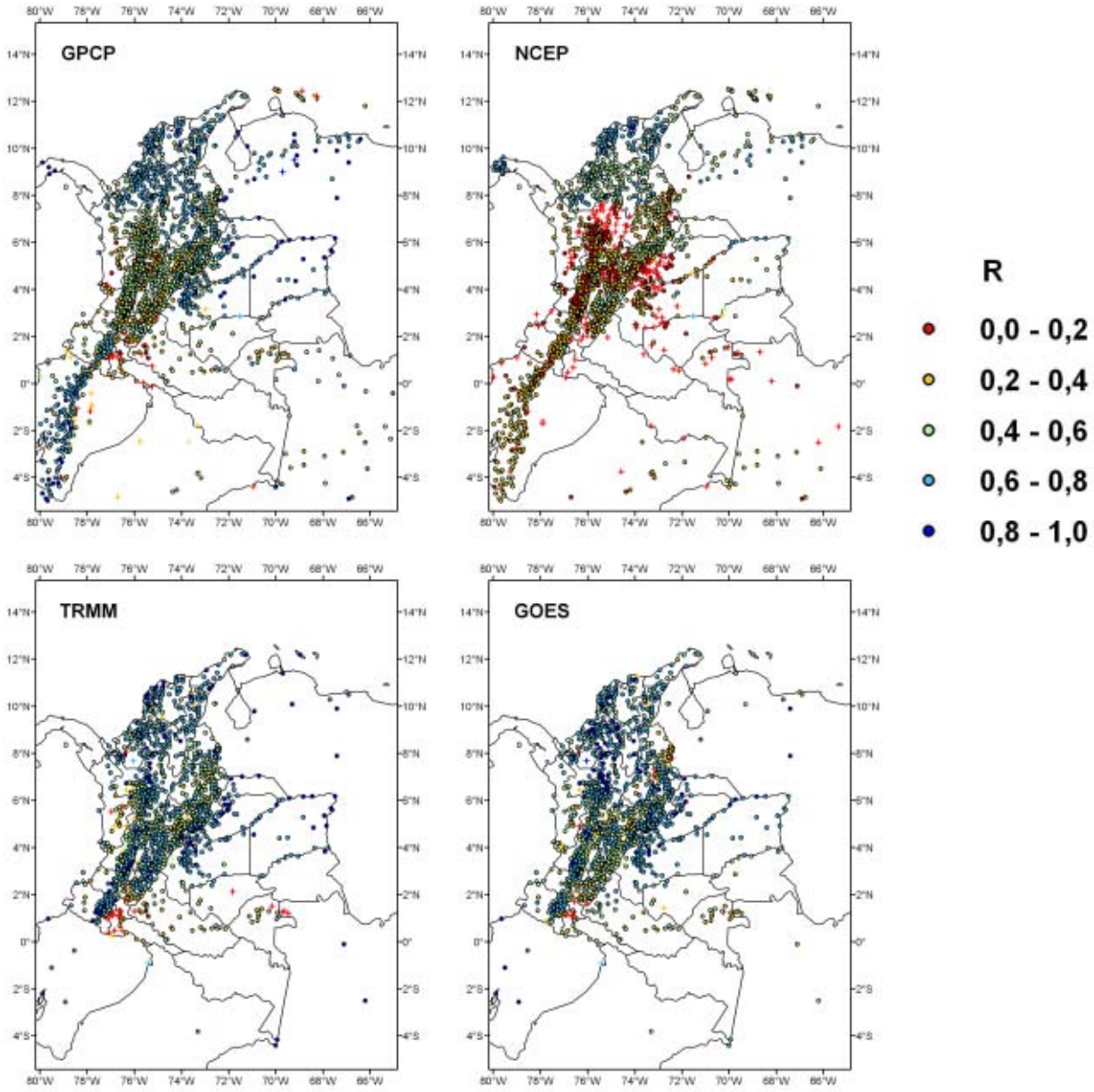

Figura 4.1: Coeficientes de correlación estimados para cada una de las estaciones puntuales. Con el símbolo "+" se muestran las estaciones en las cuales las correlación con la información espacial no es estadísticamente significativa para un nivel de significancia del 5 %

información puntual y mucho más limitada que la disponible en este estudio. La información del reanálisis NCEP sí es tenida en cuenta ya que se puede considerar independiente a la base de datos GPCP por la resolución espacial, la información empleada y los algoritmos de estimación. La información del NCEP es la de mayor longitud y antiguedad, disponible a partir de 1949.

La información de precipitación con mejor resolución espacial (0.25°) la constituyen el TRMM (algoritmo 3B43) y PERSIANN, ambas estimadas a partir de información de la misión TRMM. La primera de estas presenta un mayor grado de asociación lineal con la información

puntual, además, de representar mucho mejor la variablilidad de la precipitación espacial y altitudinal, esta última observada por medio de cortes longitudinales y comparada con la correspondiente al a base de datos PERSIANN. La información del GOES es la de mejor resolución espacial (10 km aproximadamente) la cual corresponde a información indirecta (temperatura) pero que está altamente relacionada con la precipitación y la topografía (figura 3.5).

Finalmente, las bases de datos empleadas corresponden al GPCP, NCEP, TRMM y GOES.

4.1.2. Mapas de parámetros

Para cada una de las bases de datos seleccionadas (GPCP, NCEP, TRMM y GOES), los campos distribuidos de m y b, correspondientes a la pendiente e intercepto de las regresiones con la información puntual, fueron obtenidos interpolando según kriging ordinario con base en modelos de variación esféricos y exponenciales. Estos dos tipos de variogramas son los de mejor ajuste según inspección visual y ajuste por mínimos cuadrados, al compararlos con el gausiano, lineal, lineal gausiano, senosoidal, coseno exponencial tipo I y II, coseno gausiano, bessel, bessel exponencial, bessel gausiano y forma general del bessel exponencial. El modelo de variación de tipo esférico es el ajustado en 5 de los 8 casos, mientras el modelo exponencial fue utilizado para los construcción de los campos de m para GPCP y NCEP y de b sólo para TRMM (figura 4.2).

En general, la precipitación es sobreestimada en el occidente del Ecuador en el caso del GPCP y la Guajira y el territorio venezolano para las tres bases de datos de precipitación, a lo largo de la cordillera de los andes y la cuenca del Orinoco y para el NCEP en todo el Caribe se presenta un sobrestimación de la precipitación.

Zonas en las que generalmente se presenta una subestimación de la lluvia son principalmente toda la región Pacífica y Amazónica, al igual que algunas zonas del piedemonte llanero, el norte y sur de los departamentos de Caldas y Antioquia respectivamente, y el norte y occidente de Antioquia. Los valores mínimos y máximos de b tanto para las bases de datos de precipitación como para el GOES son correspondientes con las zonas de menor y mayor pluviosidad en la zona de estudio.

La magnitud del parámetro m indica la razón de cambio entre los valores de precipitación medidos en una estación puntual con respecto a los disponibles en la base datos, lo cual relaciona, junto con el parámetro b, la información espacial y puntual bajo la suposición de una asociación lineal. El parámetro m también permite que la variabilidad de los campos de precipitación que se obtengan sea consistente con la variabilidad observada en la información puntual y no con la observada en la información espacial, la cual está fuertemente suavizada por el efecto de su resolución espacial. Además, se espera que un incremento en los valores de precipitación de la información espacial es correspondiente con un incremento en los valores de precipitación puntual, lo cual se observa en los campos distribuidos, los cuales son siempre positivos (negativos) para el caso del GPCP, NCEP y TRMM (GOES).Los campos distribuidos para el parámetro m se muestran en la figura 4.4.

4.1.3. Varianza del error para cada una de las bases de datos

El valor de la precipitación P y su error de estimación, e, en determinado pixel y mes son calculados con base en las medidas de p_i disponibles y sus correspondientes valores de σ_i. Para cada uno de los mapas construidos con base en el modelo PRISM y aquellos estimados con los

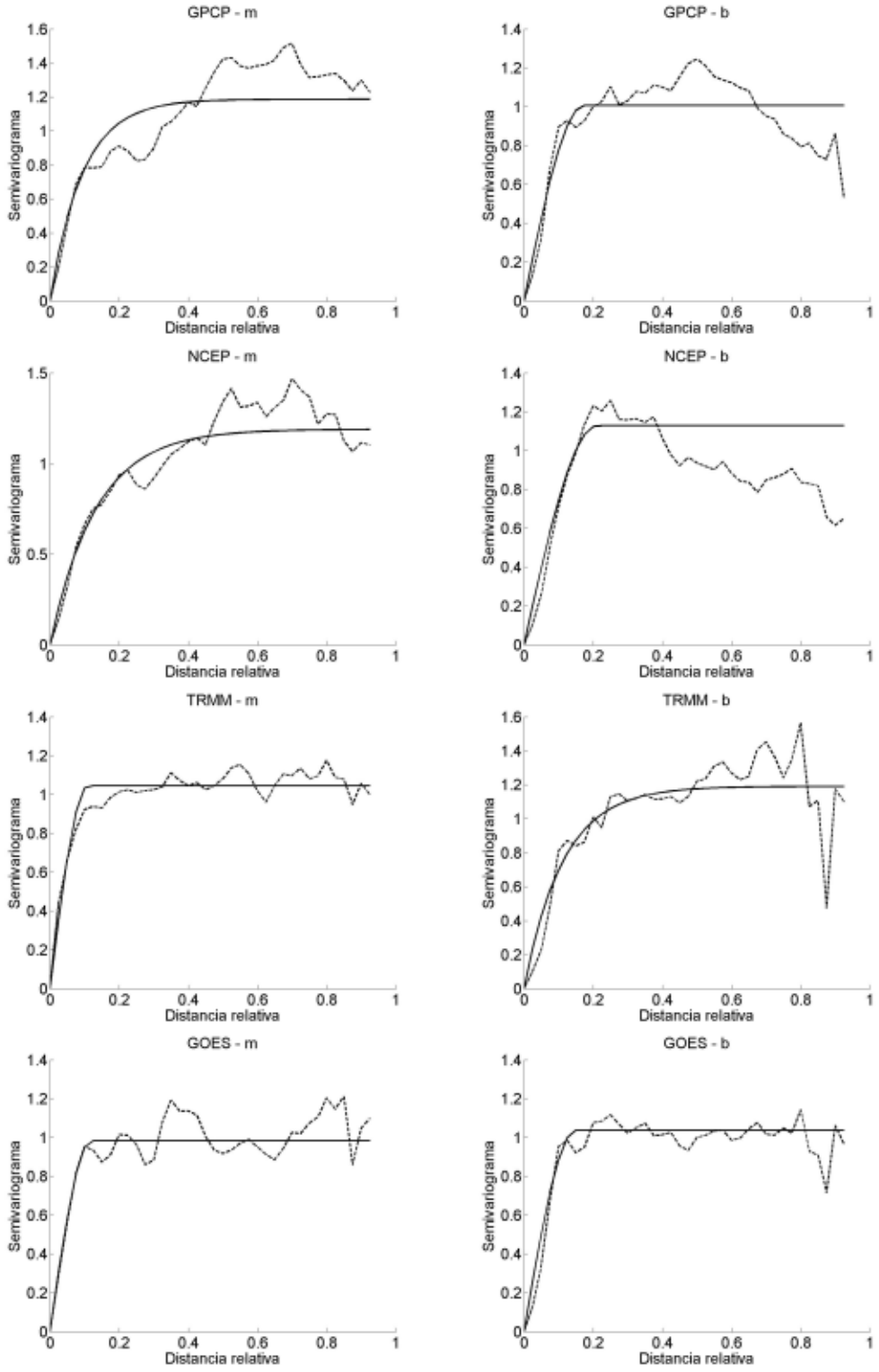

Figura 4.2: Semivariogramas (normalizados con respecto a la varianza de los datos) empleados para la interpolación de los valores de m y b utilizando kriging ordinario. La línea punteada corresponde al semivariograma experimental y la continua al teórico

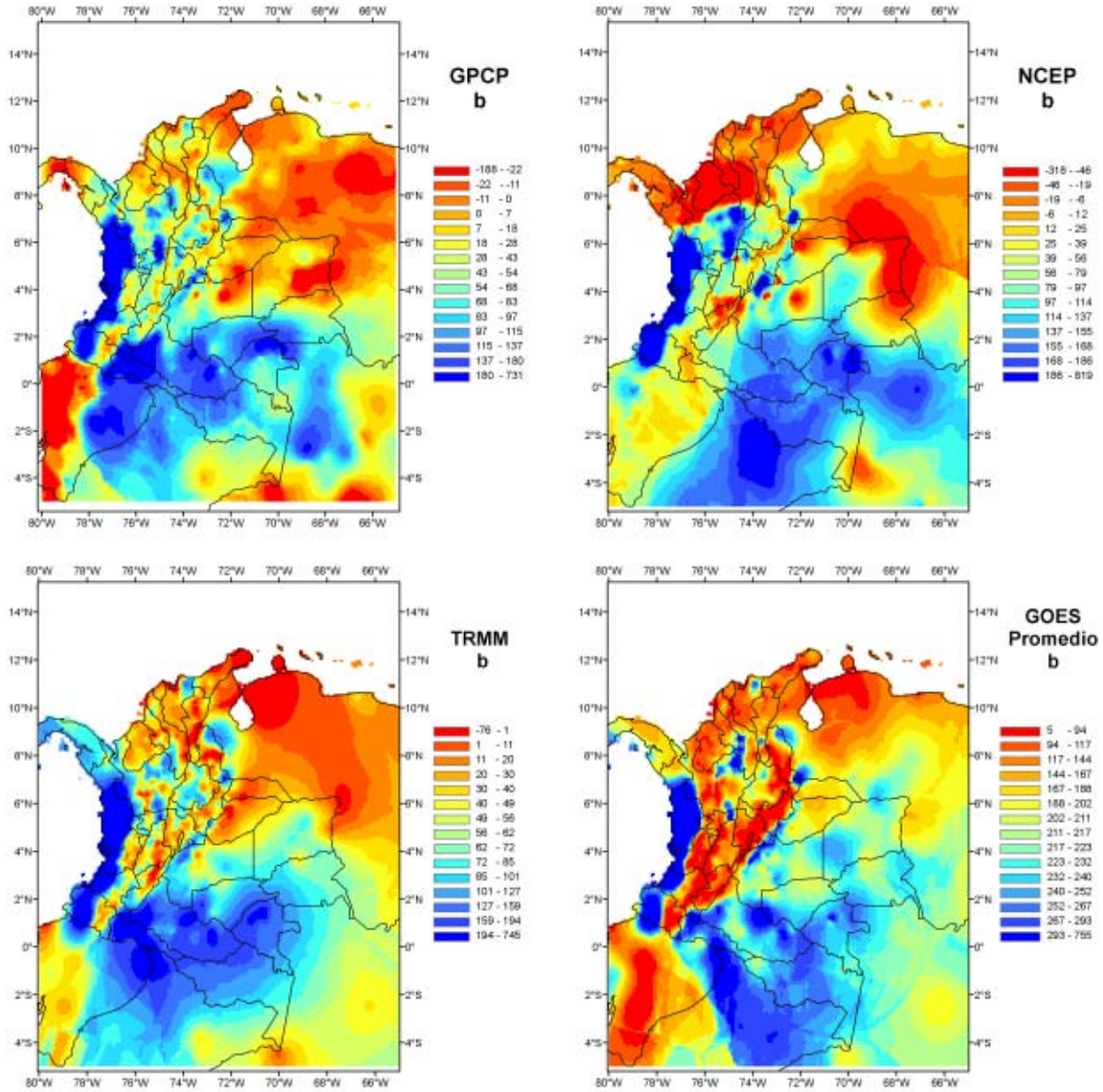

Figura 4.3: Mapas de b obtenidos utilizando kriging ordinario

campos distribuidos de m y b correspondiente a cada una de las bases de datos espaciales utilizadas (GPCP, NCEP, TRMM y GOES) se estima un campo de σ_i necesario para la ponderación de los mismos y para el cálculo del error de estimación.

En la interpolación de los valores de σ_i se asume que la variable presenta continuidad espacial, poca variabilidad y que la incertidumbre inherente al proceso de interpolación no es significativa comparada con los valores medidos de σ_i. La interpolación de la varianza del error se hace necesaria para contar con un campo continuo que permita la integración de la información.

La estimación de los campos mensuales de σ_{PRISM} es explicada en la sección 4.2. Para las demás bases de datos el valor de σ_i^2 en determinado mes y pixel de análisis, es calculado de la

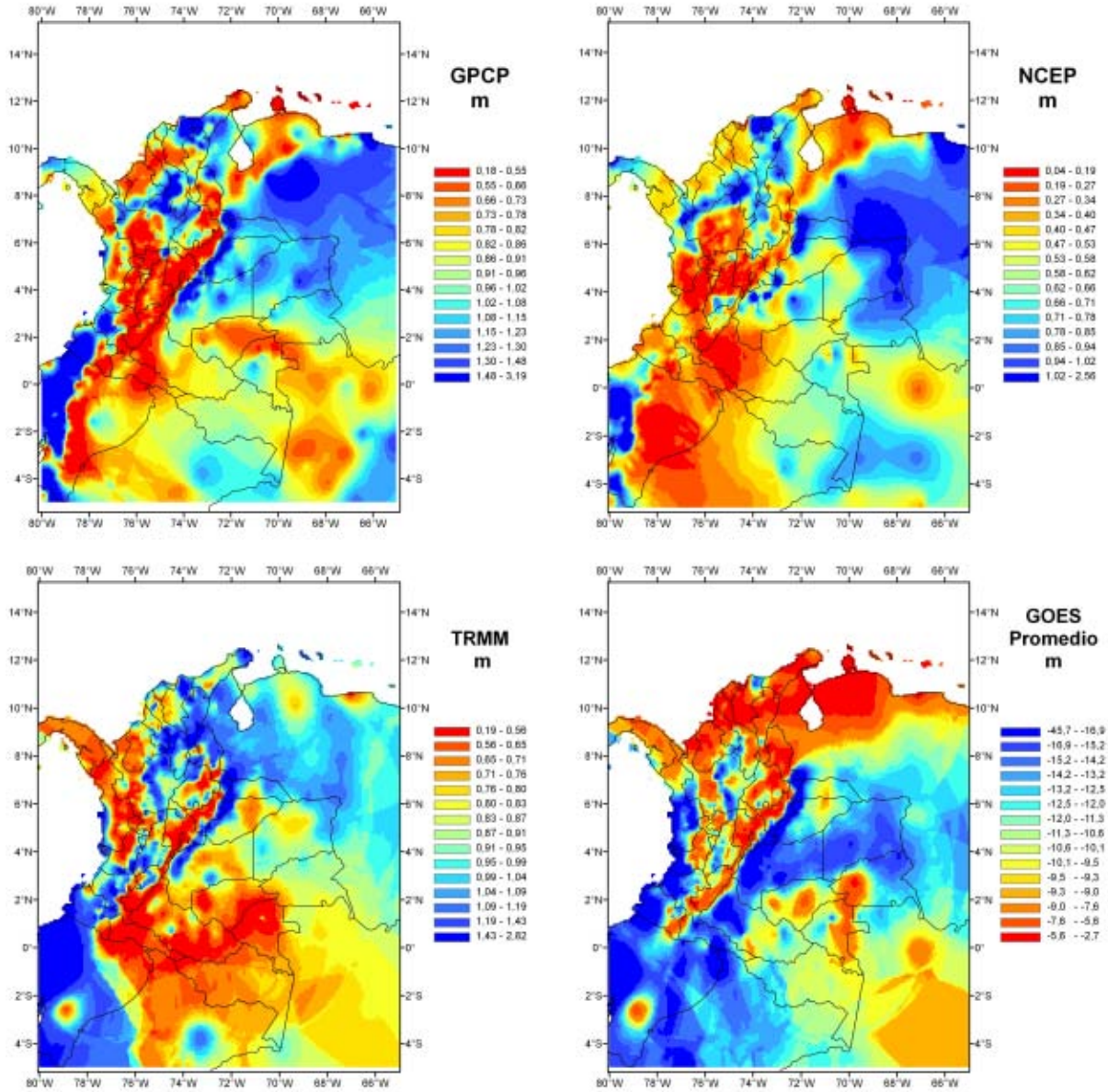

Figura 4.4: Mapas de m obtenidos utilizando kriging ordinario

siguiente manera:

- En cada una de las estaciones puntuales se estima $(P_{puntual} - P_{estimada})^2$, lo cual representa una medida de la varianza del error. Estos valores son promediados en el interior del pixel de análisis para el caso en el que al interior del mismo se disponga de más de una estación puntual.
- Para los pixeles en los cuales no se disponga de información puntual, el valor de σ_i^2 es estimado por medio de interpolación empleando el método del inverso de la distancia.
- De esta manera, para cada uno de los meses y bases de datos se dispone de un campo de la varianza del error, necesario para la integración de la información y estimación de los campos mensuales de precipitación y sus correspondientes errores de estimación.

4.2. Estimación de los campos mensuales de precipitación empleando el Modelo PRISM

En el planteamiento original del modelo PRISM se asume que la topografía es el factor de mayor influencia sobre la variabilidad y cantidad de agua precipitada en determinada zona vía el efecto orográfico; además de existir una relación de tipo lineal entre la precipitación y la elevación. Con este modelo se han obteniendo buenos resultados en países como México y Estados Unidos donde la metodología ha sido ampliamente utilizada. Sin embargo, para el caso de Colombia esta hipótesis no es válida si se tiene en cuenta la complejidad que impone al sistema hidrológico las características fisiográficas y tropicales fundamentalmente, siendo el óptimo pluviográfico el rasgo más relevante.

Tabla 4.1: Regionalización de la zona de estudio

ID	Nombre	Rango de latitudes (° N)	Tipo de regresión
1	Llanura del Pacífico	0,5 - 8	Lineal
2	Cordillera Oriental - Ladera Oriental	-5 - 4	Lineal
3	Meseta de Popayán - Río Cauca	2 - 4	Cuadrática
4	Río Magdalena	1,5 - 3	Lineal
5	Cordillera Central - Ladera Oriental	3 - 5,5	Lineal
6	Valle del Magdalena	3 - 5,5	Lineal
7	Cordillera Oriental - Ladera Oriental	4 - 5	Lineal
8	Piedemonte llanero	2 - 10	Cuadrática
9	Valle del Cauca	4 - 6	Cuadrática
10	Río Magdalena	5,5 - 7	Cuadrática
11	Cordillera Oriental - Ladera Oriental	5 - 7,5	Lineal
12	Atlántica	7,2 - 15	Lineal
13	Río Cauca	6 - 7,5	Lineal
14	Panamá	6,5 - 10	Lineal
15	Río Magdalena	7,3 - 11	Lineal
16	Río Magdalena	7 - 11	Lineal
17	Península de la Guajira	8,8 - 12,5	Lineal
18	Amazonas	-5 - 3	Lineal
19	Pacífica - Ecuador	-5 - 1,7	Lineal
20	Cordillera Oriental - Ladera Occidental	3 - 5,5	Lineal
21	Río Cauca	6,5 - 9	Lineal
22	Llanos orientales	1,5 - 10,5	Lineal

Inicialmente se implementó el modelo estimando una regresión lineal ponderada en cada pixel según la distancia, dirección, faceta y cota del conjunto de estaciones más cercanas en el interior de la región de análisis. Como consecuencia de la limitada información puntual y su irregular distribución en el espacio, en muchos pixeles los ajustes de la regresión son muy deficientes y el valor de precipitación estimado no es adecuado.

Con el fin de adaptar el modelo PRISM a las características climáticas y geográficas de Colombia, así como a las limitaciones en la información y al uso de la misma de la mejor manera posible, se propone otra metodología para estimar los valores mensuales de precipitación con base en sus relaciones con la topografía:

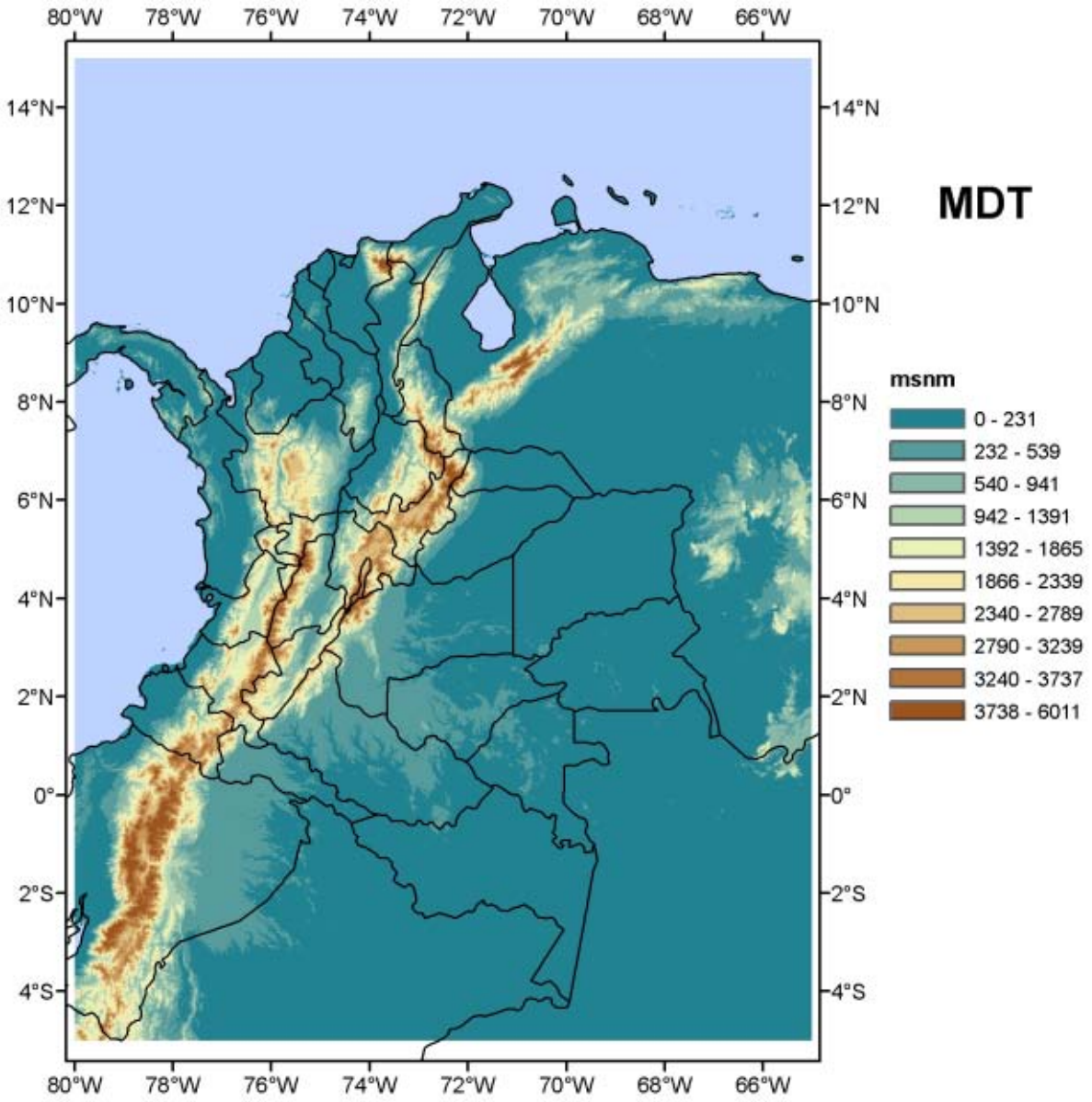

Figura 4.5: Modelo Digital de Terreno (http://hydrosheds.cr.usgs.gov/)

- Se definieron 22 regiones dentro de la zona de estudio (figura 4.6), la mayoría en el interior de los andes y diferenciando cada una de las laderas de las tres cordillares, los valles del Magdalena y el Cauca, y considerando las diferencias latitudinales por el efecto del paso de la ZCIT y la disponibilad de información en cada uno de los meses de análisis. El trabajo "Distribución de la precipitación en Colombia analizada mediante conglomeración estadística" [Jaramillo y Chaves, 2000] fue un punto de partida para la determinación de las regiones. Al considerar un mayor número de regiones se logra una mejor estimación de los campos mensuales de precipitación, sin embargo, la limitada información puntual no permitió considerar más regiones que las definidas en este trabajo.

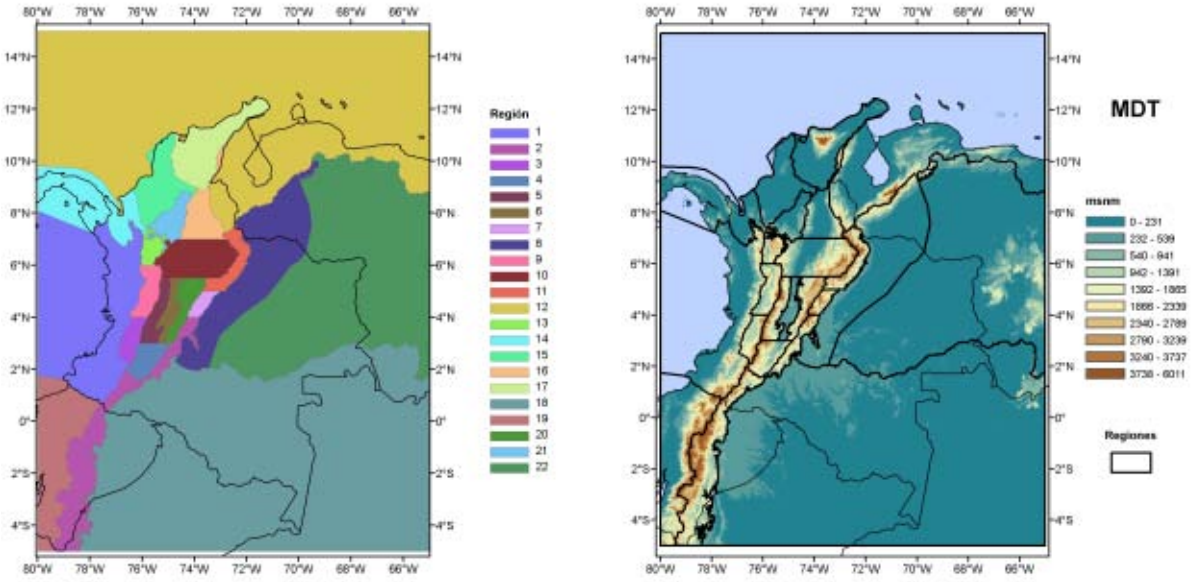

Figura 4.6: Regionalización de la zona de estudio

- Para cada mes y cada una de las regiones definidas se estima una regresión lineal o cuadrática según sea más apropiado entre la precipitación y la elevación correspondiente al MDT empleado. El valor de la pendiente en el ajuste permite conocer el gradiente (variación de la precipitación con la altura) característico de la región, el cual se supone constante en el interior de la misma.

- El valor del intercepto de la regresión lineal es variable en cada pixel. Este, asi como la cota necesaria en la ecuación lineal son estimados según una función de ponderación (IDW) aplicada a las la diferencias relativas de cotas y a los valores de precipitación de las estaciones más cercanas.

- Con el fin de estimar la incertidumbre al emplear el modelo, para cada estación puntual (pixel correspondiente) se estima el valor de la precipitación empleando el modelo y removiendo la estación de análisis. De esta manera en cada uno de los puntos en los cuales se cuenta con información puntual se calcula la diferencia entre el valor observado y el estimado por el modelo, lo cual representa una evaluación del modelo para la región y mes de análisis en cada uno de los puntos en los cuales se dispone de información puntual.

- La varianza del error al evaluar el modelo en cada estación puntual es estimada como $\sigma^2_{ev-PRISM} = (P_{puntual} - Pestimada)^2$. Para cada pixel esta se calcula como un promedio en el caso de disponer de más de una estación puntual dentro del mismo o es estimada interpolando empleando IDW, en el caso de que en el interior del pixel no se cuente con información puntual en el mes de análisis.

- El campo distribuido para la varianza del error obtenido según el numeral anterior representa la calidad del modelo evaluado en los puntos en los cuales se dispone de información puntual, más no una medida de la incertidumbre en dichos puntos. Para los pixeles en los cuales se cuenta con información puntual, la varianza del error, asimilada como una medida de la incertidumbre del modelo al emplear toda la información disponible y necesaria para la integración de la información (sección 4), es calculada como

$\sigma^2_{PRISM} = (P_{puntual} - P_{estimada})^2$ sin remover estaciones como en el caso de la evaluación del modelo.

- Para los pixeles que no cuentan con información puntual que permita el calculo de σ^2_{PRISM}, esta es calculada como el producto entre el campo de $\sigma^2_{ev-PRISM}$ y un campo de ponderación con valores entre $\frac{\sigma^2_{PRISM}}{\sigma^2_{ev-PRISM}}$ y 1. El campo de ponderación es construido con base en un modelo de variación lineal con la distancia, con efecto pepita igual a $\frac{\sigma^2_{PRISM}}{\sigma^2_{ev-PRISM}}$ y valor máximo de 1 correspondiente al pixel sin información puntual más alejado en determinada región con respecto a aquellos en los cuales se dispone de información puntual y por ende de un valor para σ^2_{PRISM}. Esta metodología hace uso entonces de un campo de validación del modelo y de un campo de ponderación construido con base en un variograma lineal.

En la figura 4.5 se ilustra el MDT descargado de la página oficial de HydroSHED (http://hydrosheds.cr.usgs.gov/) empleado para analizar la relación existente entre la topografía y la precipitación dentro de la zona de estudio. En la figura 4.6 se muestran las regiones definidas dentro de la zona de estudio y nombradas en la tabla 4.1.

4.3. Resolución espacial y periodo de análisis de los campos de precipitación

Se definió 5' de arco como la resolución espacial para los campos mensuales de precipitación, la cual se determinó con base en la resolución de las bases de datos disponibles, de las cuales la más fina corresponde al GOES (5' de arco aproximadamente. Resoluciones mejores a la definida representan extrapolaciones que no estarían justificadas por la información base disponible. La limitación computacional, principalmente para el modelo PRISM, también fue determinante en la resolución espacial de trabajo.

El periodo de tiempo (1975 - 2006) se determinó con base en la disponibilidad de información puntual y espacial, la cual es variable año tras año según los periodos de datos faltantes en la información puntual y la disponibilidad de las bases de datos espaciales.

Aunque la distribución espacial de la información puntual en la zona de estudio no es homogénea, por razones prácticas los campos de precipitación se estimaron a una misma resolución espacial, esperando además, que los algoritmos propuestos evidencien en los mapas de incertidumbre el efecto de la distribución espacial de la información puntual en la zona de estudio.

4.4. Integración de la información

La estimación de la precipitación en cada pixel involucra la información de los diferentes campos construidos y sus correspondienes campos de varianza del error, lo cual permite establecer un prefactor o factor de ponderación asociado. Los campos de precipitación empleados corresponden a cada una de las bases de datos empleadas y los estimados con el PRISM, con el cual se tiene en cuenta las relaciones de la precipitación con la topografía en el territorio colombiano.

Con base en los campos mensuales de precipitación estimados para cada base de datos y según el modelo PRISM, se busca hallar la mejor estimación para la precipitación en determinado punto

o pixel dentro de la zona de estudio. El caso elemental de estimación es calcular la precipitación P a partir de mediciones p_i. Cada una de las mediciones p_i tiene un error en la medición v_i el cual no conocemos. Es decir:

$$p_i = P + v_i \tag{4.1}$$

Suponemos también que este error tiene una cierta varianza dada por:

$$E\{v_i^2\} = \sigma_i^2 \tag{4.2}$$

El caso más elemental es tener dos mediciones. Aquí, la forma de obtener la mejor estimación de P utilizando el método de mínimos cuadrados es minimizando la siguiente función:

$$J = \Sigma(\hat{P} - p_i)^2 = (p_1 - \hat{P})^2 + (p_2 - \hat{P})^2 = v_1^2 + v_2^2 \tag{4.3}$$

La mejor estimación será aquella que se obtenga luego de hacer mínimo J. Derivando (3) e igualando a cero se obtiene:

$$\frac{\partial J}{\partial x}\Big|_{P=\hat{P}} = -2(p_1 - \hat{P}) - 2(p_2 - \hat{P}) = 0 \tag{4.4}$$

de donde resulta que la mejor estimación es el promedio de las medidas disponibles, lo cual es un resultado obvio cuando la varianza del error de las diferentes mediciones es:

$$\hat{P} = \frac{p_1 + p_2}{2} \tag{4.5}$$

El error de estimación se calcula como la diferencia entre el valor real y el estimado:

$$e = \hat{P} - P = \frac{p_1 + p_2}{2} - P = \frac{P + v_1}{2} + \frac{P + v_2}{2} - P = \frac{v_1 + v_2}{2} \tag{4.6}$$

y la varianza o dispersión de la estimación será:

$$E\{e^2\} = \frac{E\{v_1^2\} + E\{v_2^2\}}{4} = \frac{\sigma^2}{2} \tag{4.7}$$

Como es obvio, se reduce a la mitad con respecto a la de las mediciones aisladas. Algo similar podemos plantear para n mediciones donde la estimación es el promedio de esas n lecturas:

$$\hat{P} = \frac{p_1 + ... + p_n}{n} \tag{4.8}$$

el error es la n-sima parte del error de cada medición:

$$e = \frac{v_1 + ... + v_n}{n} \tag{4.9}$$

y también se reduce la varianza:

$$E\{e^2\} = \frac{\sigma^2}{n} \tag{4.10}$$

Debido a que los campos mensuales estimados parten de información espacial con diferentes características en lo referente a la variable considerada (bases de datos espaciales de precipitación, temperatura, topografía, información puntual), metodología de estimación y error en la misma, las mediciones disponibles presentan distinta dispersión. En el caso de disponer de dos medidas con distinta dispersión en su error, se tiene:

$$p_1 = P + v_1 \qquad E\{v_1\} = 0 \qquad E\{v_1^2\} = 0$$
$$p_2 = P + v_2 \qquad E\{v_2\} = 0 \qquad E\{v_2^2\} = 0 \tag{4.11}$$

La función a minimizar, según el método de los mínimos cuadrados es:

$$J = \Sigma \frac{(\hat{P} - p_i)^2}{\sigma_i^2} = \frac{(p_1 - \hat{P})^2}{\sigma_1^2} + \frac{(p_2 - \hat{P})^2}{\sigma_2^2} = \frac{v_1^2}{\sigma_1^2} + \frac{v_2^2}{\sigma_2^2} \tag{4.12}$$

derivando e igualando a cero como en el caso anterior:

$$\left.\frac{\partial J}{\partial x}\right|_{P=\hat{P}} = -2\frac{(p_1 - \hat{P})}{\sigma_1^2} - \frac{2(p_2 - \hat{P})}{\sigma_2^2} = 0 \tag{4.13}$$

la mejor estimación resulta un promedio ponderado de las muestras dando más peso a la de menor varianza:

$$\hat{P} = \frac{\sigma_2^2}{\sigma_1^2 + \sigma_2^2} p_1 + \frac{\sigma_1^2}{\sigma_1^2 + \sigma_2^2} p_2 \tag{4.14}$$

En este caso el error de estimación se calcula del siguiente modo:

$$e = \hat{P} - P = \frac{\sigma_2^2}{\sigma_1^2 + \sigma_2^2} p_1 + \frac{\sigma_1^2}{\sigma_1^2 + \sigma_2^2} p_2 - P = \frac{\sigma_1^2 v_2 + \sigma_2^2 v_1}{\sigma_1^2 + \sigma_2^2} \tag{4.15}$$

siendo su varianza:

$$E\{e^2\} = \frac{\sigma_1^2 \sigma_2^2}{\sigma_1^2 + \sigma_2^2}, \tag{4.16}$$

la cual es menor que cualquiera de sus componentes. Lo anterior se puede generalizar para cualquier número de mediciones disponible en determinado punto dentro de la zona de estudio y para el mes de análisis.

En conclusión, los campos de precipitación y varianza del error estimados con cada una de las metodologías (bases de datos y PRISM) permiten una integración óptima de la información según el procedimiento descrito anteriormente, con lo cual se obtienen tanto el campo de la variable de interés como su respectivo campo de incertidumbre.

Los valores de precipitación sobre océano corresponden a la base de datos NCEP, los cuales fueron interpolados a la misma resolución de los valores estimados sobre tierra.

Capítulo 5

Resultados

5.1. Mapas de precipitación media anual para cada una de las bases de datos

Con base en los mapas distribuidos de los parámetros b y m, para cada una de las bases de datos de precipitación se construye una serie de mapas mensuales de precipitación y su correspondiente mapa de varianza del error según la metodología expuesta en el capítulo 4. Junto con los mapas de precipitación y varianza del error construidos empleando el modelo PRISM, se obtiene una integración óptima de la información con base en factores de ponderación dependientes del valor de la varianza del error en cada pixel.

En la figura 5.1 se muestra, para cada una de las 5 bases de datos empleadas, los mapas promedios multianuales. De igual manera, en la figura 5.2 se muestran los errores porcentuales medios multianuales para cada base de datos estimados como el cociente entre el campo de incertidumbre y el campo de precipitación media multianual.

Para la los mapas construidos empleando las bases de datos GPCP y NCEP, se logra apreciar el efecto de la resolución espacial de estas bases de datos por los recuadros de considerable tamaño que enmarcan los pixeles de 5' de arco, principalmente en la zonas donde la densidad pluviométrica no es la óptima (cuencas del Orinoco y Amazonas). Debido a la resolución de las bases de datos del TRMM y GOES este efecto es menos percibible. Para el PRISM se obtiene una mejor continuidad espacial en los valores de precipitación sin perder la variabilidad característica de la precipitación en el espacio, esto se visualiza principalmente al comparar el campo con las bases de datos sobre la cuenca del amazonas, zona en la cual se observan "ojos" rodeados por un campo muy suavizado primero por el efecto propio de las resolución espacial de la información satelital y segundo por el efecto de la interpolación de los parámetros b y m.

Ya que en la construcción de cada una de las bases de datos la información espacial fue corregida o escalada con base en los mapas de b y m empleando la información puntual y para el caso del PRISM esta última es considerada mes a mes, todos los mapas obtenidos presentan características similares en lo referente a la variabilidad espacial de la precipitación. Sin embargo, los campos de las bases de datos son más suavizados y por ende los valores mínimos y máximos son de mayor y menor magnitud respectivamente con respecto a los valores reales o a los estimados por el modelo PRISM.

Las diferencias más grandes entre los campos se aprecia en el sur de la zona de estudio donde

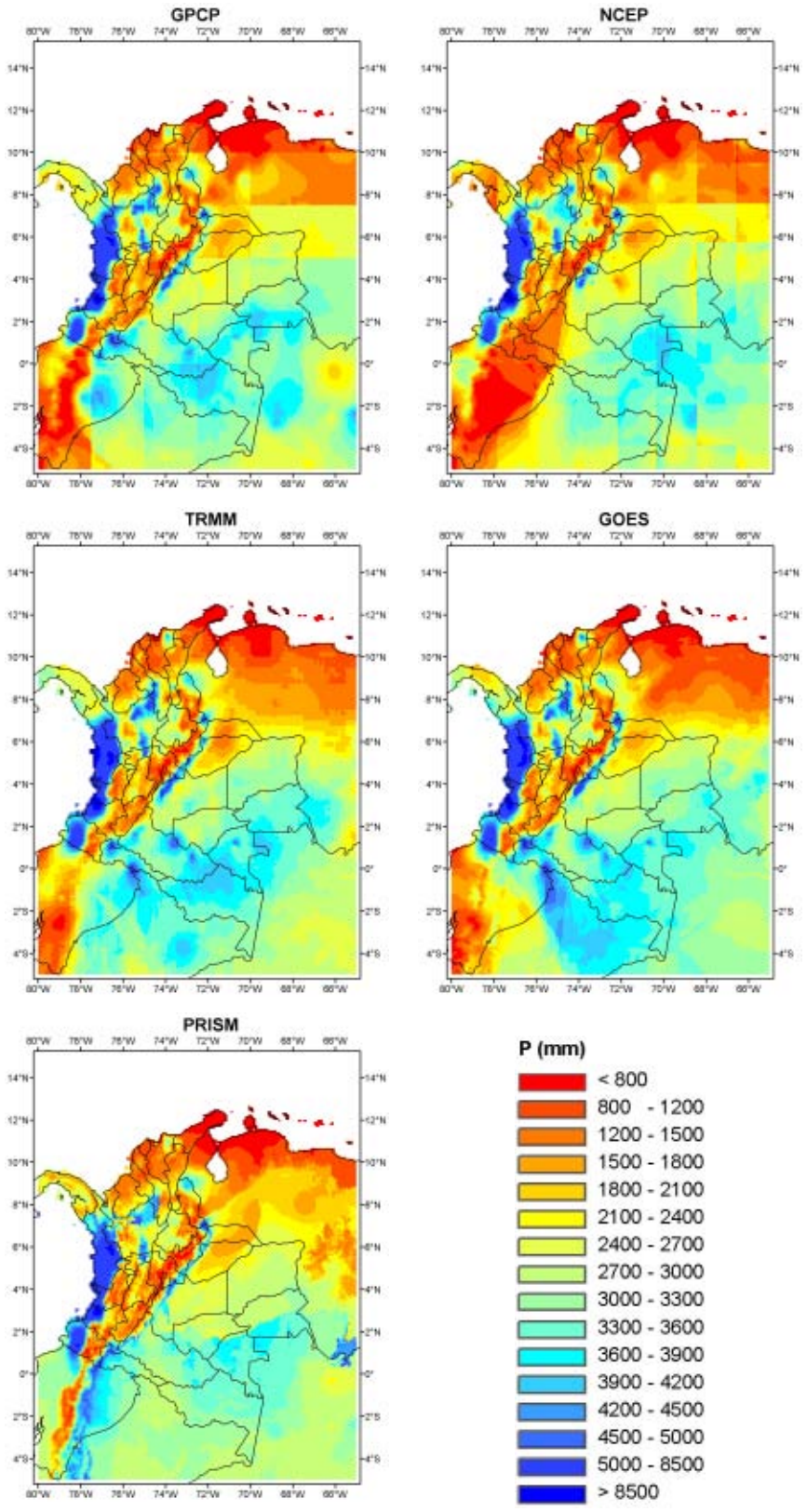

Figura 5.1: Mapas de precipitación media anual para cada una de las bases de datos

la información es más escasa. Ecuador y la Amazonía presentan importantes diferencias ya que a partir de 1998, año en el cual se cuenta con información del TRMM y GOES, la información puntual en estas zonas es muy limitada y por lo tanto la precipitación con estas bases de datos en dichas zonas no es del todo confiable. Con el NCEP se obtiene el campo más deficiente con respecto a los demás y fundamentalmente sobre los andes en el centro y sur, lo cual es consecuencia directa de los deficientes ajustes entre los datos de este reanálisis y las series mensuales de información puntual.

En los mapas promedios multianuales del error porcentual (figura 5.2) se observa una clara superioridad en los campos de precipitación estimados a partir del modelo PRISM. Los errores para este modelo son aceptables excepto en algunas zonas en el interior de los Andes y el piedemonte llanero. Fuera de Colombia se aprecian las deficiencias en la estimación por motivo de la disponibilidad de información.

Para las demás bases de datos los errores son significativos en toda la zona de estudio. Esto se debe a que la estimación de los campos de precipitación empleando la información espacial agrupa mayor cantidad de fuentes de incertidumbre. Primero la calidad de la información espacial, lo cual se refleja en bondad en los ajustes lineales obtenidos con la información puntual. Segundo, al emplear mapas estáticos o invariantes en el tiempo no se permite capturar toda la variabilidad que exhibe el fenómeno. Tercero, la incertidumbre al interpolar los valores de b y m. Con el fin de hacer un mejor uso de la información espacial se deben proponer metodologías dinámicas que agrupen toda la información, mediante la estimación de campos de parámetros variantes en el tiempo que permitan la desagregación de la información espacial mes a mes.

De las bases de datos utilizadas, la del NCEP presenta los resultados más deficientes ya que sólo en la región Pacífica y en el oriente de la cuenca Amazónica lo errores son menores al 40 %. Con el GPCP se obtienen errores menores al 40 % en el oriente de la zona de estudio, la región Pacífica y algunas zonas en el interior de los Andes. Para TRMM y GOES los errores se reducen considerablemente con respecto a los del NCEP y GPCP gracias a su resolución espacial, sin embargo, siguen siendo muy superiores a los obtenidos con el PRISM. Estas 4 bases de datos correspondientes a mediciones satelitales y estudios de reanálisis presentan sus principales deficiencias sobre el caribe y los tres ramales de la cordillera de los andes, lo cual es debido, para el caso de los andes, a la complejidad de este sistema y su efecto sobre la variabilidad espacial de la precipitación.

En los mapas de error porcentual se aprecian errores inferiores en las zonas del Amazonas y Orinoco, este resultado que se da en las zonas con menor cantidad de información disponible se debe primero a que en estas zonas las regresiones realizadas entre la información espacial y la poca información puntual disponible son buenas, y segundo a la interpolación de la varianza del error, que por la limitada información en dichas zonas podría ser más un proceso de extrapolación.

Al integrar toda la información, los factores de ponderación correspondientes a la metodología del PRISM serán los predominantes debido a que la varianza del error según esta metodología es de menor magnitud con respecto a las demás bases de datos en la mayor parte de la zona de estudio. Sin embargo, la consideración de las demás bases de datos es de gran importancia principalmente en las zonas donde el PRISM presenta deficiencias o en los meses en los cuales la información puntual es muy reducida.

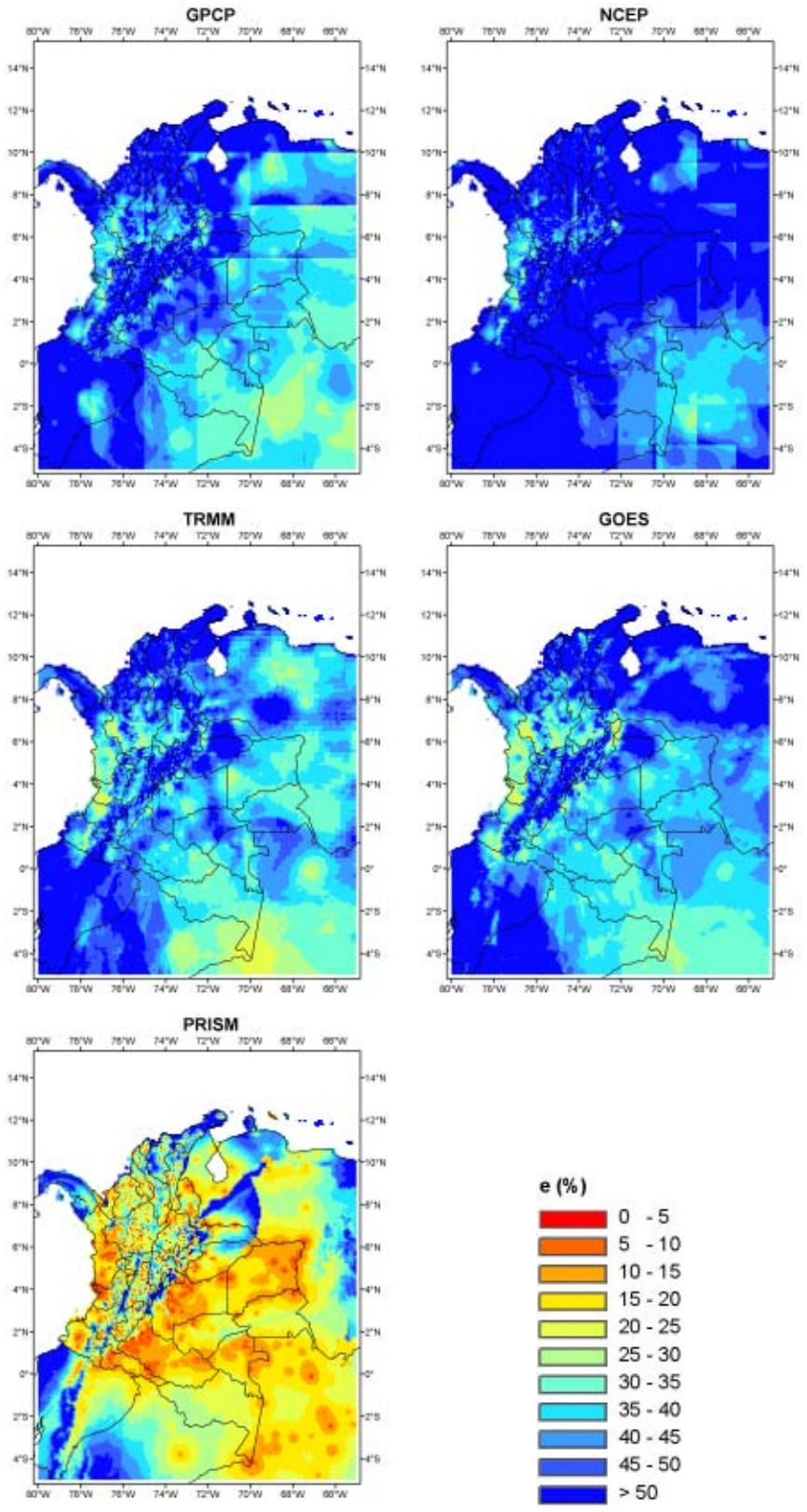

Figura 5.2: Mapas de error porcentual para cada una de las bases de datos

5.2. Mapa de precipitación media anual

El mapa de precipitación media anual, calculado con base en los mapas mensuales estimados en periodo 1975 - 2006, presenta las principales características de la distribución espacial de la lluvia en el territorio colombiano. La gran variabilidad de la precipitación en pequeñas distancias determinada por fuertes gradientes inducidos por la topografía, principalmente en la llanura Pacífica y el piedemonte llanero, y en general por el efecto de la fisiografía, la cual caracteriza las cantidades anuales de precipitación distribuidas según las vertientes y valles, son aspectos que se pueden identificar en el campo distribuido estimado (figura 5.3).

Los valores mínimos de precipitación media anual (250 - 800 mm/año) son característicos de regiones por encima de los 10° latitud norte, que corresponde a la península de la Guajira y parte del territorio venezolano. La zona más crítica del departamento de la Guajira es la comprendida entre los 11.3 y 12.4° N, donde se encuentran zonas con valores entre los 250 y 500 mm/año. Valores de precipitación entre los 800 y 1800 mm/año se presentan fundamentalmente en el norte de Venezuela, la región Caribe colombiana, las zonas más elevadas de la Cordillera de los Andes, el oeste del departamento de Antioquia y norte y sur de los departamentos de Casanare y Arauca respectivamente.

Panamá, El sur occidente de Ecuador, el sur occidente y sur oriente de la región amazónica, la mayor parte de la cuenca del Orinoco y gran parte de los valles interandinos presentan valores medios de precipitación comprendidos entre los 1800 y 3000 mm/año. Valores de precipitación entre 3000 y 4000 mm/año son los característicos de la región Amazónica. El piedemonte llanero se caracteriza por presentan altas cantidades de precitación, con valores entre 3000 y máximos del orden de 7000 mm/año alrededor de los 4.3° N. El piedemonte sobre la cuenca del amazonas, el norte de Norte de Santander y la frontera entre Venezuela y los departamentos de Norte de Santander, Boyacá y Arauca también presentan cantidades significativas de precipitación, comprendidas entre los 3000 y 5000 mm/año.

En los valles del Cauca y el Magdalena se alcanzan grandes cantidades de precipitación, hasta de 6700 mm/año en el occidente del departamento de Caldas (valle del Magdalena) y de 6000 mm/año en el norte del departamento de Antioquia sobre los 7.1° N. El departamento de Antioquia presenta un significativo rango de variación de sus valores medios anuales de precipitación, los cuales oscilan de 1000 a valores máximos de 7000 mm/año en el occidente del departamento donde limita con el departamento del Chocó.

La región Pacífica colombiana es la región más lluviosa con valores mínimos de 3000 mm/año en el norte del departamento del Chocó. El resto de la región se caracteriza por presentar valores de precipitación por encima de los 6000 mm/año. Hacia los (-76.55° O, 5.8° N) sobre el departamento del Chocó se presentan valores de precipitación de 10400 mm/año, en el departamento del Cauca hacia los (-77.2° O, 2.95° N) valores máximos de 12204 mm/año, el cual es el valor máximo de precipitación sobre toda la zona de estudio y uno de los puntos más lluviosos del planeta.

El mapa de incertidumbre estimado como un promedio anual de los mapas de incertidumbre mensuales (error de estimación de un promedio aritmético), muestra que la magnitud del error de estimación es acorde a las cantidades anuales de precipitación, presentándose los errores máximos en la piedemonte llanero, la región Pacífica y demás zonas donde la precipitación es considerablemente alta. Para los puntos en los cuales se cuenta con información puntual el error

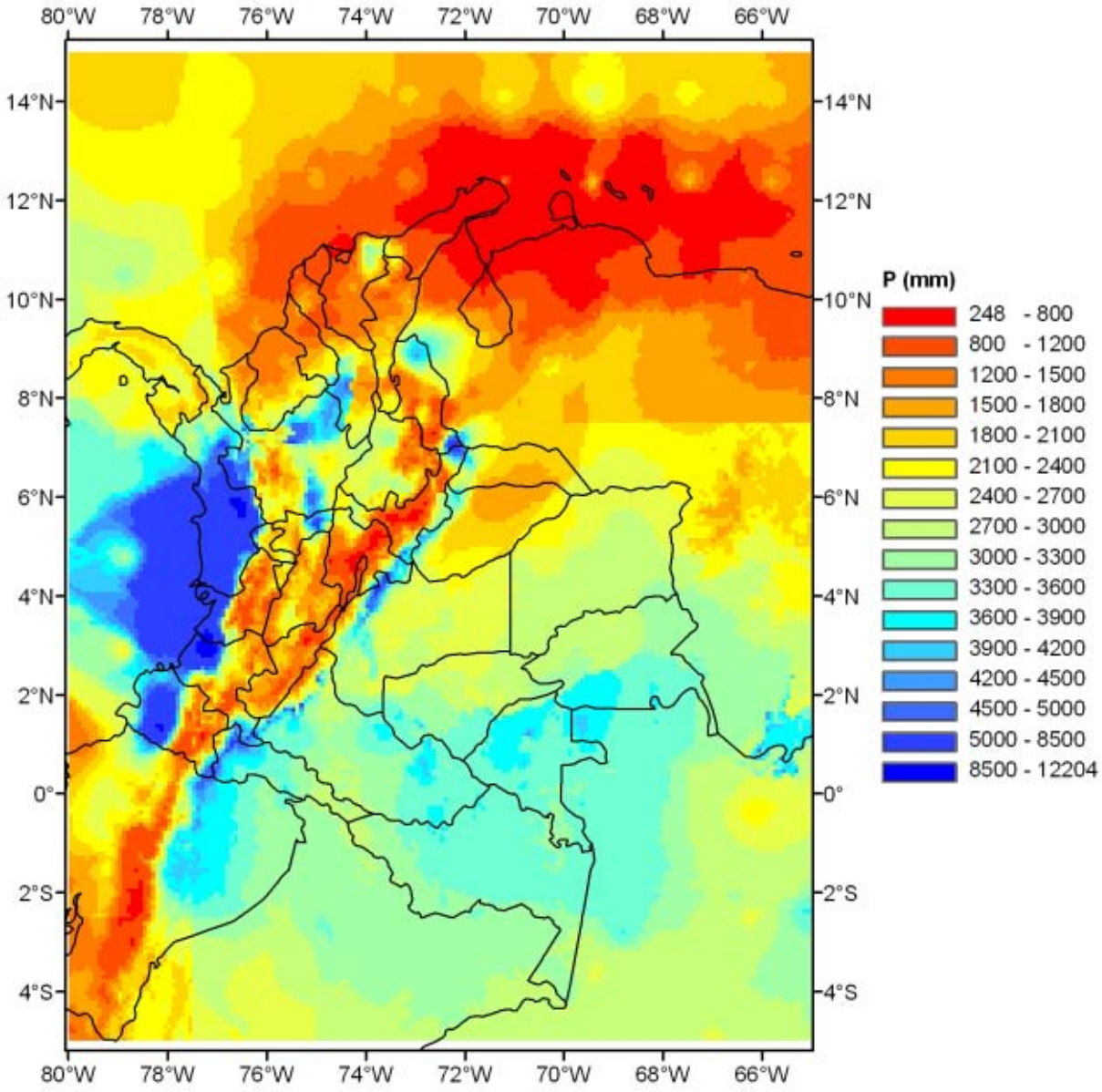

Figura 5.3: Mapa estimado de precipitación media anual para el periodo 1975 - 2006

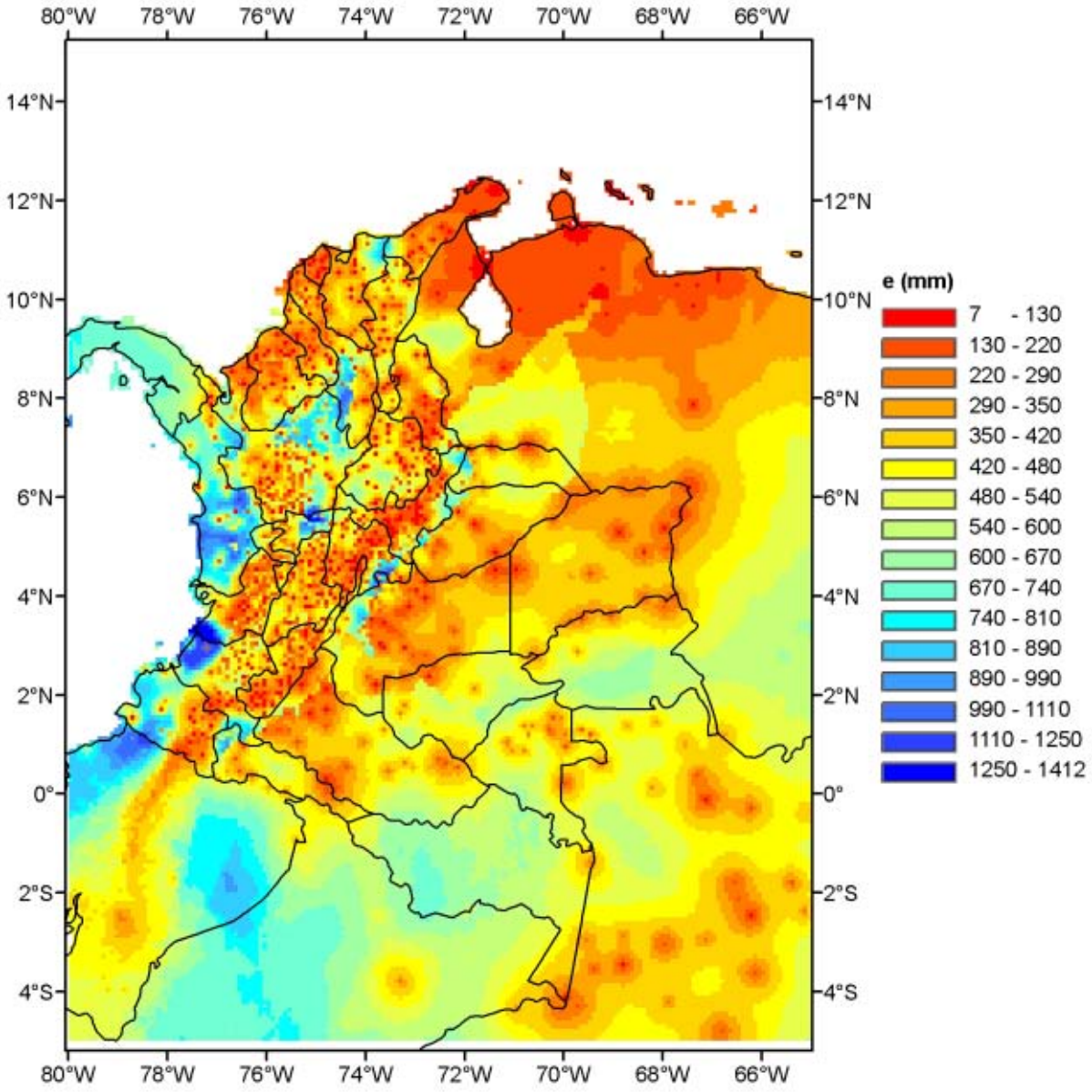

Figura 5.4: Mapa de incerdumbre correspondiente al mapa de precipitación media anual

es mínimo, lo cual es consistente con la disponibilidad de información y la prioridad que se le dio a la misma. En Ecuador, Perú, la Amazonía Colombiana y Venezuela el error de estimación es más elevado debido a la falta de información puntual a lo largo del periodo de estudio, lo cual se aprecia en el mapa por la ausencia de puntos rojos.

En la figura 5.5 se muestra el error porcentual cálculado con base en el mapa de precipitación media anual (figura 5.3) y su incertidumbre (figura 5.4). En este se aprecian los puntos en los cuales la incertidumbre es mínima y correspondientes a disponibilidad de información puntual en el la mayor parte del periodo de tiempo considerado. En Panamá, Ecuador, Perú y la Amazonía colombiana los errores son significativos como consecuencia de la limitada información en dichas regiones. Otras zonas críticas se encuentran en la península de la Guajira y a lo largo de la cordillara de los andes, donde la variabilidad de la precipitación como consecuencia de factores locales no es capturada por las bases de datos utilizadas ni por la metodología empleada. En general los errores son menores del 25 % en la mayor parte de la zona de estudio.

En general el campo estimado en este estudio conserva la mismas características de los presentados en estudios anteriores, diferenciándose de estos en el nivel de detalle como consecuencia de una mayor disponibilidad de información de diferentes tipos. El mapa de Oster presenta el menor grado de detalle, sin embargo, se resalta la calidad del mapa obtenido si se tiene en cuenta el conocimiento de la hidrología en el país y disponibilidad y calidad de la información en la época en la que fue realizado. En todos los mapas, excepto por el presentado por Álvarez, se aprecia una mayor cantidad de precipitación sobre la cuenca amazónica que sobre el Orinoco. Los valores mínimos y máximos se presentan en las mismas regiones en todos los estudios y solo en el campo de Álvarez y el correspondiente a este estudio se logra apreciar singularidades importantes principalmente en las cuencas del Orinoco y Amazonas, gracias a una mayor disponibilidad de información tanto puntual como espacial proveniente de mediciones satelitales entre otras.

En la figura 5.6 se calculan los mapas de diferencias relativas entre el mapa de precipitación media anual estimada y los obtenidos de estudios anteriores como $e(\,\%) = 100\frac{P_{estimado}-P_{otroestudio}}{P_{estimado}}$. En dichos mapas se observa que las diferencias en la mayor parte del país son inferiores al 40 %. Las diferencias con los mapas de OSTER, ENA y BALANCES son muy similares, así como las zonas donde estas son máximas (piedemonte llanero y costa Pacífica). Se observa además que el mapa estimado presenta una mayor similitud al estimado por Álvarez en términos de variabilidad espacial debido a una mayor disponibilidad de información con respecto a los demás estudios.

En la tabla 5.1 se presenta un resumen comparativo entre el mapa de precipitación media anual estimado y los obtenidos en estudios anteriores. En cada una de las regiones características de la zona de estudio (Pacífica, Caribe, Amazonas, Orinoco y Andina) se estima el valor medio multianual de la precipitación y de la diferencia relativa en porcentaje, esta última calculada como $\frac{\|P_{estimado}-P_{otroestudio}\|}{P_{estimado}}$. El valor medio multianual de la precipitación en las regiones Pacífica y los Andes es muy similar al de Oster con diferencias del 1.9 y 2.4 % respectivamente. Los vaores de ENA y Balances son muy similares los de este estudio en el Orinoco y Amazonas, donde la diferencia es menor al 5 %. Los valores de Álvarez presenta mayor similitud solo en la región Pacífica con una diferencia del 1.4 %.

Aunque los promedios de las diferencias relativas en valor absoluto es menor para el campo de Álvarez, seguido por el de ENA, Oster y Balances, el campo de Álvarez subestima en gran medida la precipitación en el Amazonas y la sobreestima en los Andes. En general las diferencias más

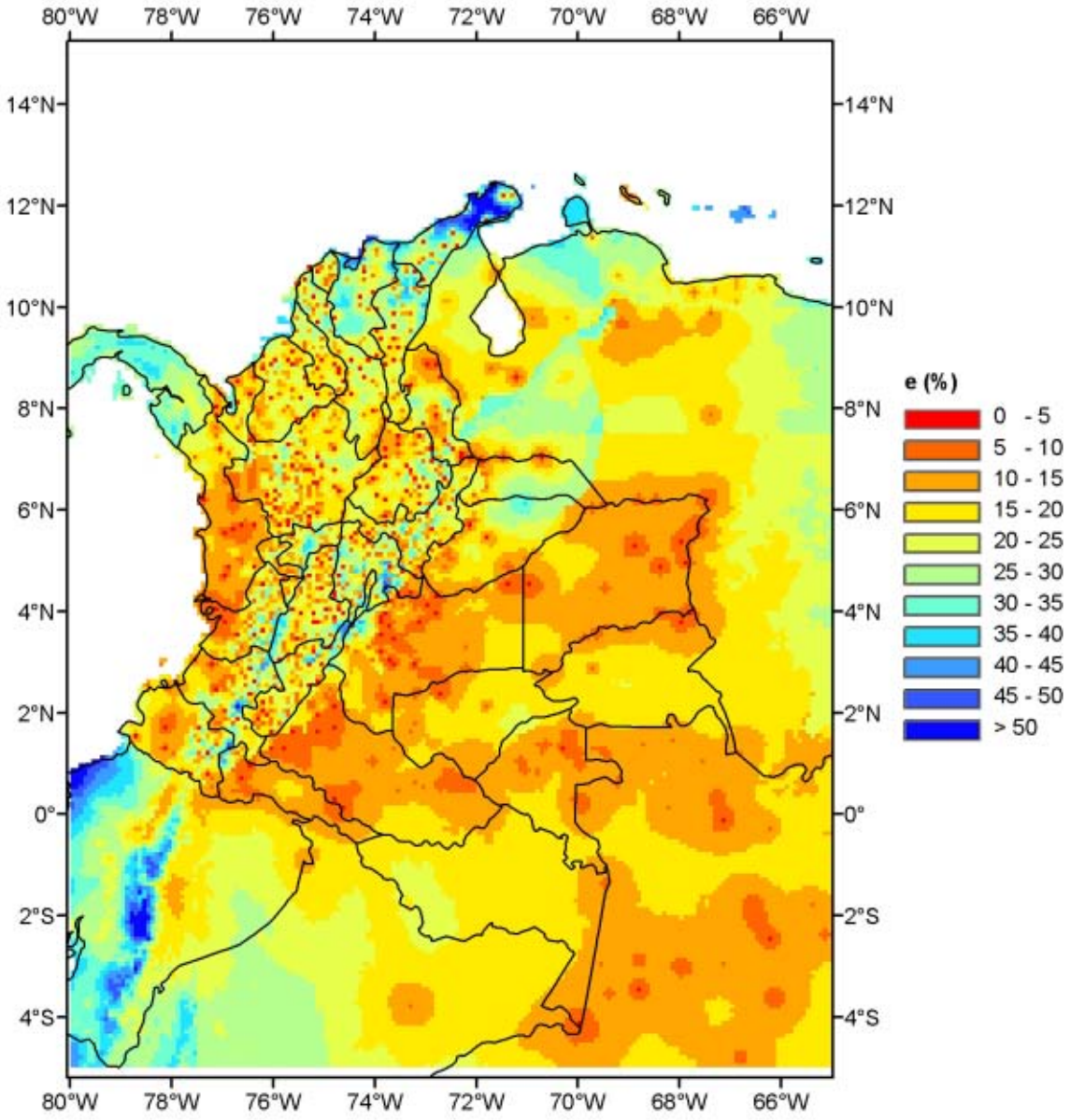

Figura 5.5: Mapa de error porcentual

Tabla 5.1: Comparación entre los mapa de precipitación media anual estimado y los obtenidos en estudios anteriores

	Región				
	Pacífica	Caribe	Amazonas	Orinoco	Andes
	Precipitación media anual (mm)				
Oster, 1979	5459	1600	3128	2441	2309
ENA, 1985	5965	1525	3376	2632	2511
Vélez, 2000	5783	1603	3381	2615	2398
Álvarez, 2007	5490	1533	3041	2515	2700
Hurtado, 2009	5567	1479	3386	2629	2254
	Diferencia relativa(%)				
Oster, 1979	1,9	-8,2	7,6	7,2	-2,4
ENA, 1985	-7,1	-3,1	0,3	-0,1	-11,4
Vélez, 2000	-3,9	-8,4	0,1	0,5	-6,4
Álvarez, 2007	1,4	-3,7	10,2	4,3	-19,8
	Diferencia relativa promedia en valor absoluto(%)				
Oster, 1979	19	19	12	15	22
ENA, 1985	22	14	8	12	22
Vélez, 2000	28	18	8	12	24
Álvarez, 2007	16	21	11	13	15

grandes en términos de valores promedios de precipitación por regiones las presenta el campo de Álvarez y Balances presenta errores moderados en cada una de las regiones. La región Andina, a pesar de ser la que más información tiene, es la que presenta más diferencias como consecuencia de la alta variabilidad de la precipitación en esta región. En conclusión, de los estudios anteriores no es claro cual de los campos de precipitación media anual es el más adecuado y las diferencias con el estimado en este estudio varían significativamente de una región a otra.

5.3. Mapas Promedios mensuales

La distribución mensual de la precipitación se ilustra en la figura 5.7. Para cada uno de los meses, la región Pacífica siempre presenta los valores máximos de precipitación, los cuales no se alteran significativamente a lo largo del año.

Para el trimestre diciembre - enero - febrero, por encima de los 3° N los valores de precipitación son menores a los 100 mm/mes excepto para la región Pacífica y zonas sobre los valles Cauca y Magdalena en los departamentos de de Antioquia y Caldas respectivamente. Para latitudes menores a los 3° N la cuenca del Amazonas si presenta valores significativos de precipitación en el rango de los 150 a 400 mm/mes.

En el trimestre marzo - abril - mayo se aprecia un aumento considerable de la precipitación con respecto al trimestre anterior. En la región central del país ya presenta valores máximos de precipitación como consecuencia del paso de la ZCIT hacia el norte. Se observa además la actividad en el piedemonte llanero, la cual aumenta considerablemente desde el mes de marzo a mayo. Para este trimestre, mayo es el de mayor precipitación en términos generales.

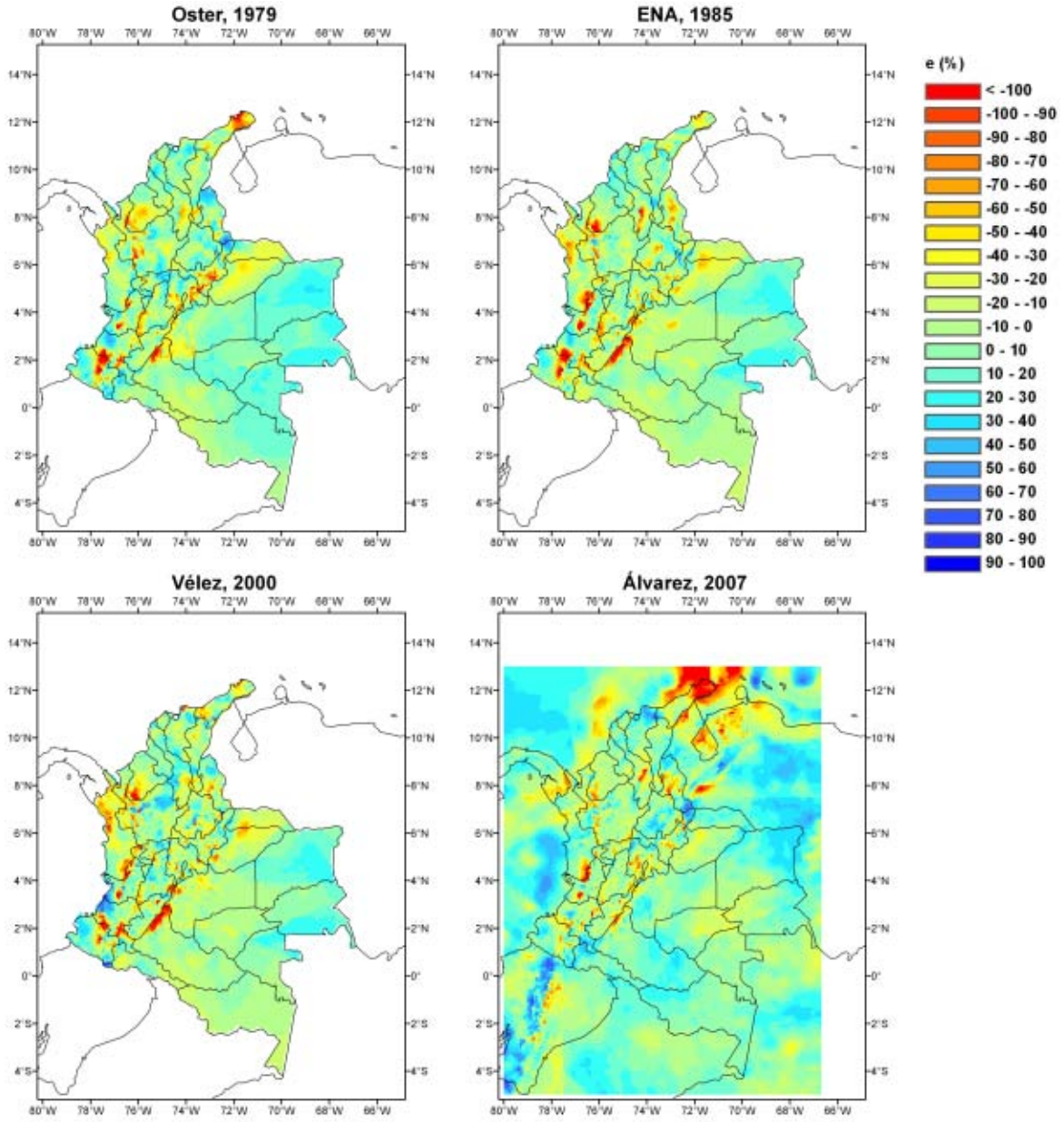

Figura 5.6: Diferencia relativa en porcentaje entre el mapa de precipitación media anual estimado y los obtenidos de estudios anteriores. Valores positivos (negativos) significan valores estimados de precipitación superiores (inferiores) a los estimados en los otros estudios

El trimestre de junio - julio - agosto la precipitación sobre la cuenca del Amazonas disminuye con respecto al trimestre anterior, sobre la cuenca del Orinoco se mantiene sobre los meses de junio y julio y en agosto tanto para la Orinoquía como para la Amazonía las cantidades de precipitación disminuyen considerablemente. En la zona central de la región andina también se aprecia una disminución de la precipitación debido a la posición de la ZCIT.

En el trimestre septiembre - octubre - noviembre se aprecia nuevamente un incremento significativo de la precipitación sobre la región andina como consecuencia del paso de la ZCIT por el centro del país hacia el sur. Después del primer trimestre, este presenta los valores más bajos de precipitación para la cuenca del Amazonas y el Orinoco.

Los trimestres más favorables para la precipitación en la zona central del país sobre la región central del país son marzo - abril - mayo y septiembre - octubre - noviembre, lo cual es consecuencia directa del paso de la ZCIT dos veces al año sobre dicha región. Por otro lado, para las cuencas del Orinoco y Amazonas, los meses comprendidos entre marzo y agosto son los más favorables. El trimestre más seco en toda la región de estudio es el conformado por los meses de diciembre - enero -febrero.

5.4. Ciclo Anua por regiones

Con el fin de estudiar el ciclo anual, se hizo una distretización de la zona de estudio en la que se definieron 73 regiones que se muestra en la figura 5.8. Para la región Andina, se consideraron las dos vertientes de cada cordillera por separado, así como los valles del Magdalena y Cauca. La definición de las regiones partió del estudio de Chavez y Jaramillo y se complementó con el objetivo de contar con un mejor detalle de la zona de estudio gracias a los campos distribuidos estimados.

Considerando el efecto que sobre la distribución temporal de la precipitación tiene el paso de la ZCIT, las regiones definidas entre los 3 y 7° N fueron a su vez divididas en intervalos de 1° latitud, lo cual permite un análisis más completo de las variación de la precipitación a lo largo del año.

En las figuras 5.9, 5.10 y 5.11 se muestran los diagramas de barras correspondientes al ciclo anual en varias de las regiones determinadas.

Para la región del Amazonas se presenta un ciclo unimodal en el cual los valores máximos se presentan en el periodo de marzo a junio, principalmente en abril y mayo donde la precipitación es mayor a los 300 mm/mes. Para el resto del año (julio - febrero) la variación de los valores de precipitación no es significativa y se sitúa entre los 200 y 250 mm/mes.

En la región Atlántica, definida solo para el territorio venezolano, se presenta una fuerte variación de la precipitación, caracterizada por valores mínimos en los meses de diciembre a marzo que no superan los 80 mm/mes y por un comportamiento de tipo bimodal en el periodo abril - noviembre, con máximos en mayo y los meses de septiembre, octubre y noviembre. La ladera de la cordillera Oriental sobre la cuenca del Atlántico presenta las mismas características pero con valores de precipitación superiores. Este comportamiento también se aprecia para la península de la Guajira, donde en el trimestre enero - febrero - marzo la cantidad de lluvia en menor a los 10 mm/mes. En mayo se presenta un pico del orden de 60 mm/mes y en octubre otro del orden de 120 mm/mes. Igualmente el trimestre más lluvioso es septiembre - octubre

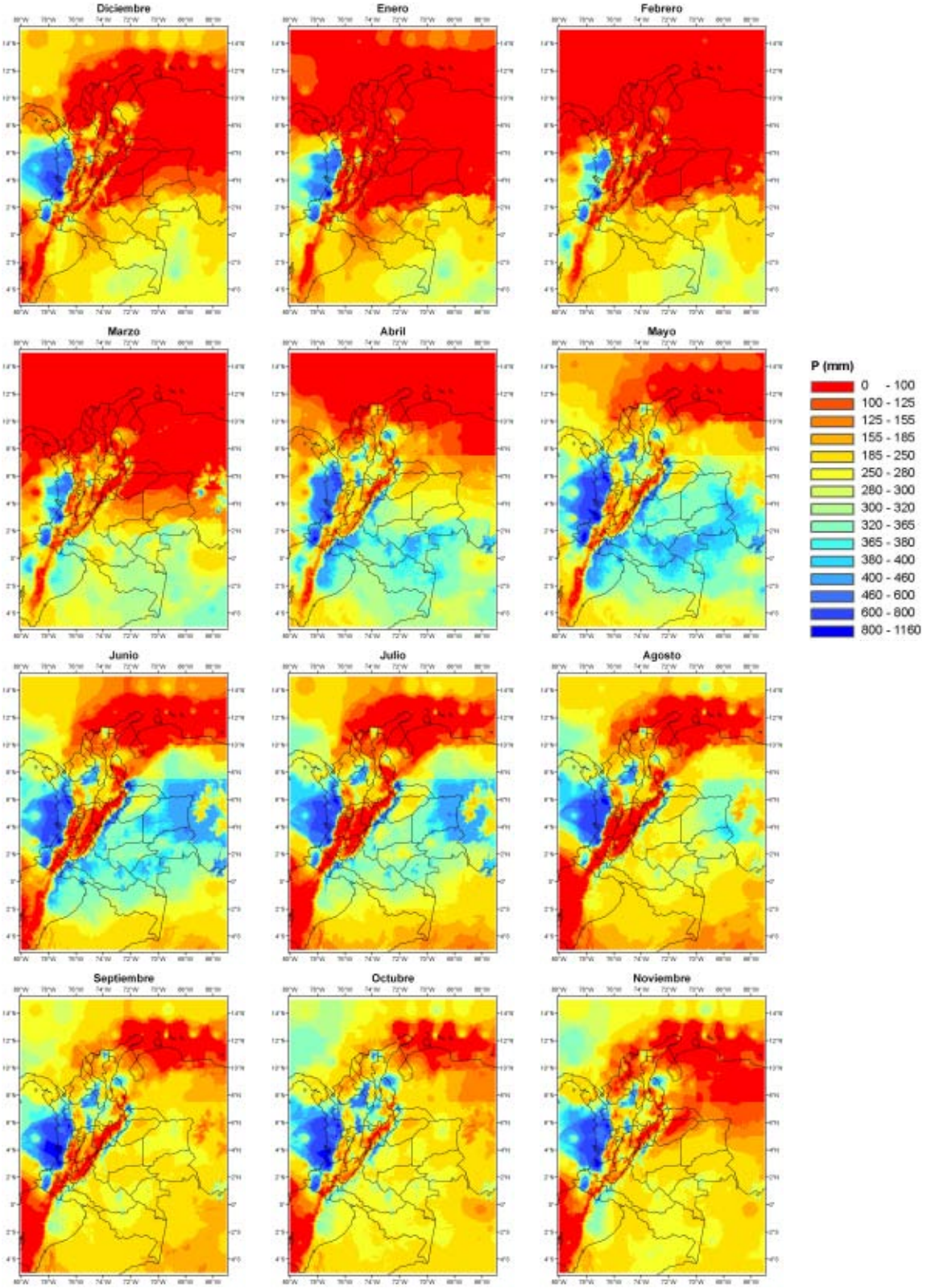

Figura 5.7: Mapas promedios mensuales estimados para el periodo 1975 - 2006

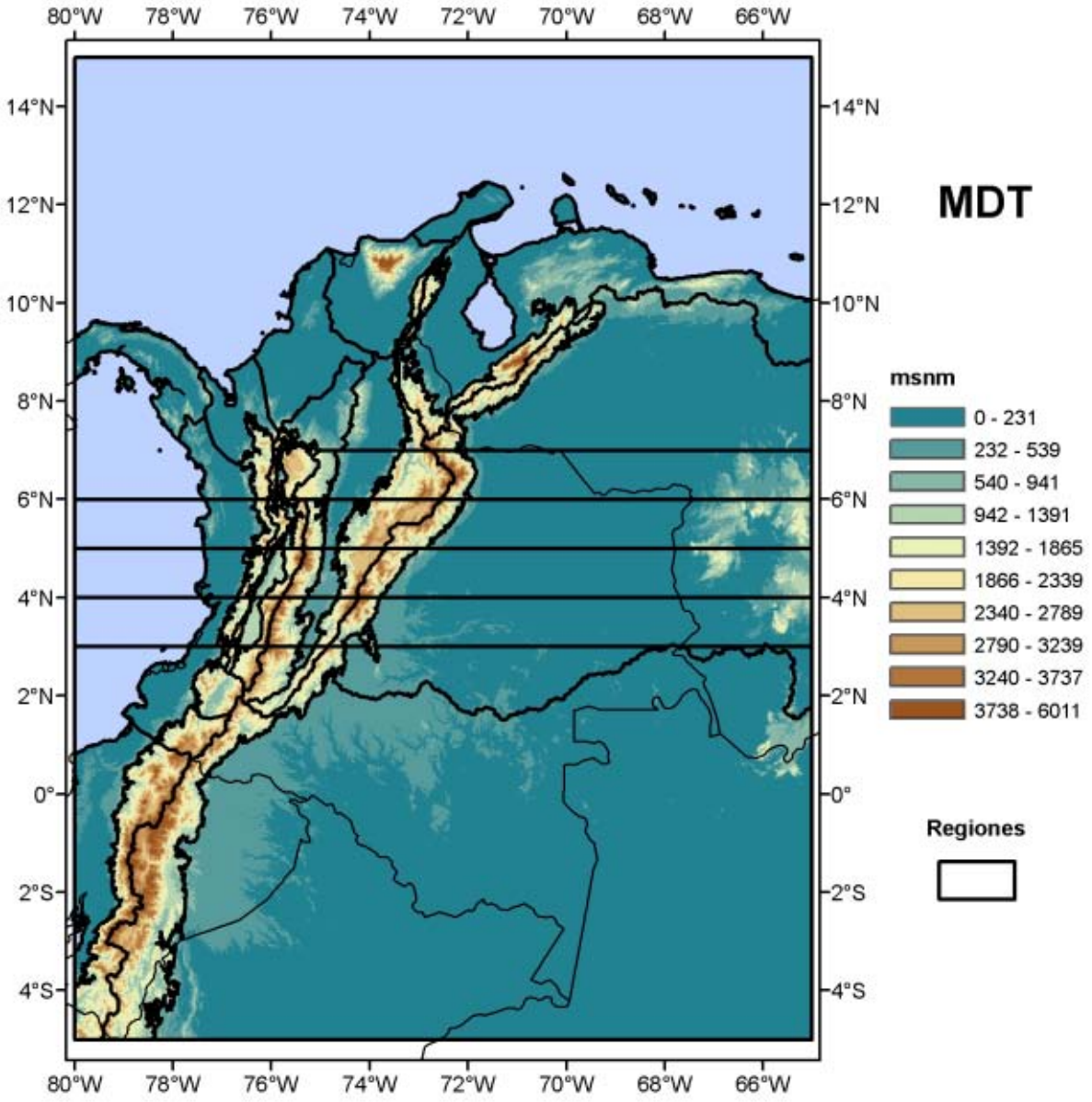

Figura 5.8: Regiones empleadas para el análisis del ciclo anual

-noviembre.

Para la región que comprende la Sierra Nevada de Santa Marta los meses de diciembre a marzo la precipitación es menor a los 55 mm/mes. Para los meses entre abril y noviembre la precipitación es superior a 100 mm/mes y se aprecia un comportamiento bimodal con máximos en mayo, septiembre y octubre.

En la región Caribe valores mensuales de precipitación por debajo de los 70 mm/mes se observan en los meses de diciembre a marzo. Abril y noviembre presenta valores entre 100 y 150 mm/mes y para los meses comprendidos entre mayo y octubre se presenta poca variabilidad entre las cantidades mensuales de lluvia cuyo orden de magnitud es de 200 mm/mes.

En la región del Urabá, enero, febrero y marzo presentan valores por debajo de los 100 mm/mes, en abril la precipitación pasa a órdenes de magnitud de 220 mm/mes, en mayo se superan los 300 mm/mes, de junio a octubre la media mensual se ubica entre los 250 y 300 mm/mes, en noviembre ligeramente inferior a los 250 mm/mes y en diciembre cae por debajo de los 200 mm/mes. Esta región se caracteriza por un comportamiento sostenido de precipitación moderada entre los meses de abril a diciembre y un fuerte verano en los tres primeros meses del año. En Panamá el comportamiento es muy similar, donde los valores más altos para la precipitación se presentan sin poca variación entre los meses de mayo y noviembre entre los 220 y 280 mm/mes.

La región Pacífica en Ecuador se caracteriza por dos periodos de lluvia. El primero entre los meses de enero a mayo en el cual la precipitación esta entre los 230 y 300 mm/mes. El segundo corresponde a los meses entre junio y diciembre donde la precipitación es inferior a los 150 mm/mes. La vertiente oriental de la cordillera occidental sobre Ecuador presenta el mismo comportamiento pero con valores de menor magnitud.

Para la vertiente oriental de la cordillera oriental en latitudes menores a los 3° N, los valores de precipitación son mayores de 130 mm/mes en todos los meses, llegando a sobrepasar los 200 mm/mes en los meses de abril, mayo y junio.

En la región del Nudo de los Pastos se aprecia un leve ciclo bimodal con máximos en marzo - abril - mayo y octubre - noviembre - diciembre, meses en los cuales se superan los 200 mm/mes. Para la meseta del Popayán y la cuenca del río Patía (Nariño, Cauca, <3° N) se aprecia el mismo comportamiento con la característica de presentar valores de precipitación en el trimestre octubre - noviembre - diciembre muy superiores a los del segundo trimestre más lluvioso.

En la llanura del Pacífico, entre los 1 y 3° N, se aprecia un ciclo unimodal con máximo cercano a los 600 mm/mes en el mes de mayo. A lo largo del año no se presentan mucha variabilidad en los valores medios de precipitación que siempre superan los 300 mm/mes. Entre los 3 y 8° N, el trimestre enero - febrero - marzo es el de menor lluvia, mientras en el resto del año la distribución de la precipitación es uniforme. Entre los 3 y 4° N los valores mensuales de precipitación son del orden de 800 mm/mes.

En la cuenca del Orinoco, el ciclo anual es de tipo unimodal sin importar el rango de latitudes considerado. Entre mayo y agosto se dan los valores máximos de precipitación siempre en el mes de junio y que llegan casi a los 400 mm/mes. Diciembre - marzo es el periodo más seco en esta región.

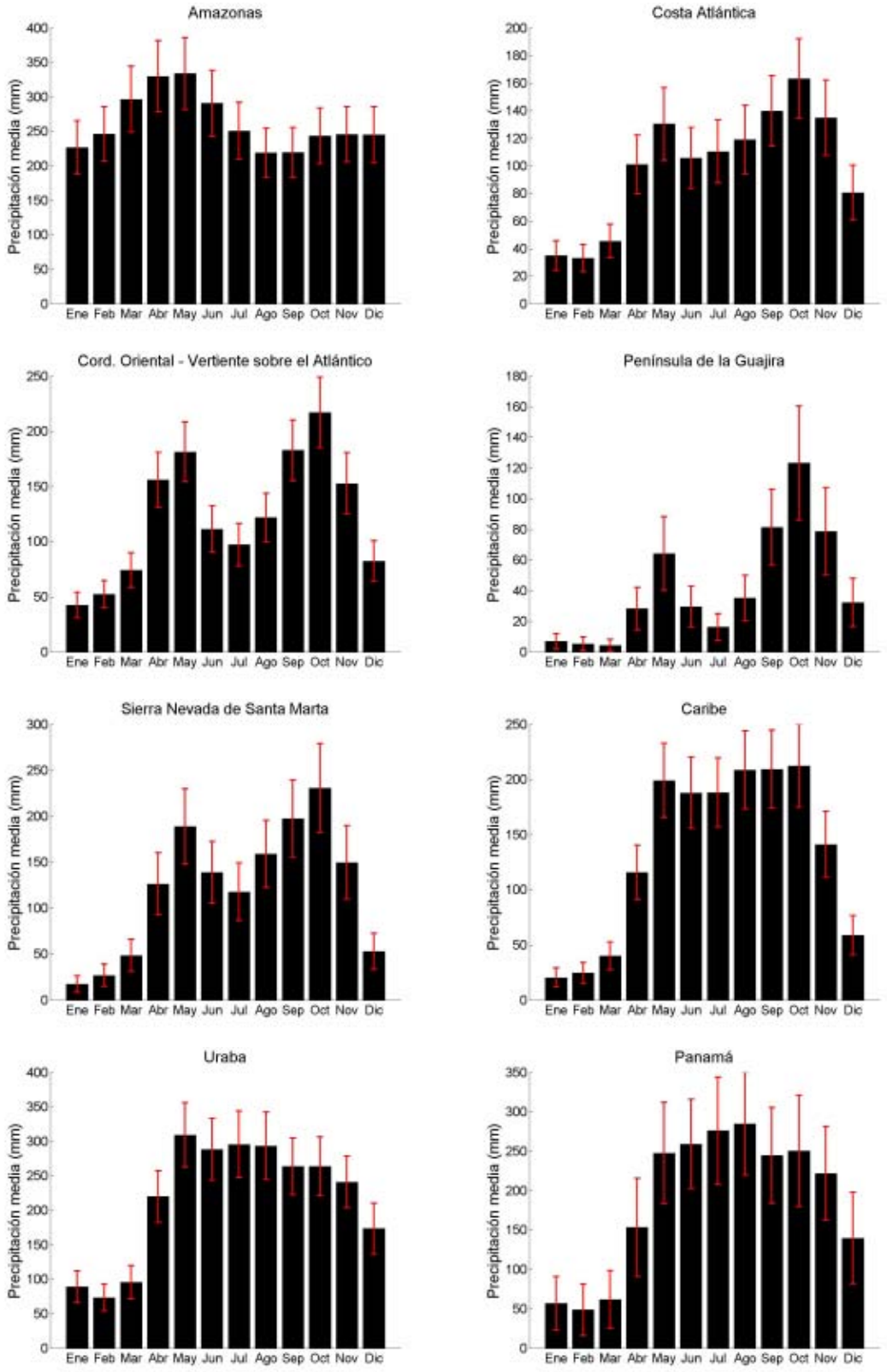

Figura 5.9: Ciclo anual de la precipitación según los mapas mensuales (5.7). Las barras rojas denotan el error de estimación calcula a partir de los campos mensuales de error

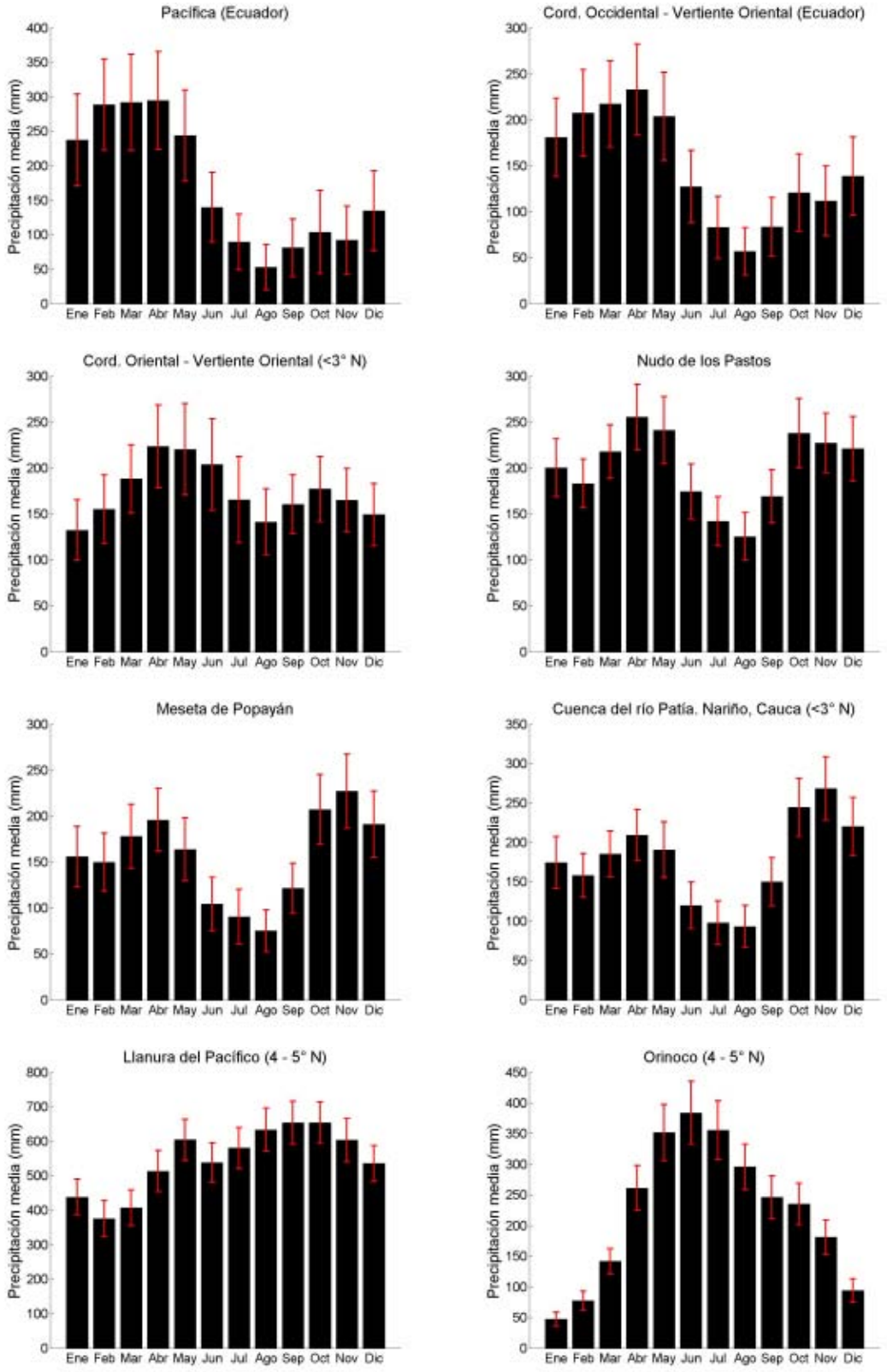

Figura 5.10: Ciclo anual de la precipitación según los mapas mensuales (5.7). Las barras rojas denotan el error de estimación calcula a partir de los campos mensuales de error

En la vertiente occidental de la cordillera occidental se observa un ciclo bimodal con máximos en los meses de abril - mayo y octubre - noviembre entre los 2.5 y los 6° N. Entro los 6 y 7.8° N los trimestres abril - mayo - junio y septiembre - octubre - noviembre presentan los valores máximos, siendo mayo y octubre los más lluviosos. Entre los 2.5 y 3° N el trimestre junio - julio - agosto es el menos lluvioso, mientras enero - febrero -marzo los es entre los 3 y 7.8° N.

En la vertiente oriental de la cordillera occidental el ciclo anual también es de tipo bimodal. Ente los 2.5 y 3° N los trimestres marzo - abril - mayo y octubre - noviembre - diciembre son los más lluviosos, mientras junio - julio - agosto es el de menor lluvia. Entre los 3 y 5° N los picos de precipitación se encuentran en abril - mayo y octubre - noviembre, mientras el periodo de menor lluvia también se encuentra en junio - julio - agosto entre los 3 y 4° N y en enero - febrero y julio - agosto entre los 4 y 5° N. Entre los 5 y 6° N los picos de precipitación se encuentran en abril - mayo y en octubre los meses de menor lluvia son enero y febrero. Entre los 6 y 7.5° N los picos se encuentran en mayo y septiembre - octubre, mientras los meses menos lluviosos entre diciembre y marzo.

Para el Valle del Cauca entre los 2.7 y 7° N el ciclo anual es bimodal. Entre los 2.7 y 3° N los picos de precipitación se presenta en marzo - abril - mayo y octubre - noviembre - diciembre; entre los 3 y 4° N en marzo - abril - mayo y octubre - noviembre; entre los 4 y 6° N en marzo - abril - mayo y septiembre - octubre - noviembre; y entre los 6 y 7° N en marzo - abril - mayo y septiembre - octubre.

La vertiente occidental de la cordillera central también presenta un marcado ciclo bimodal. Entre los 3 y 5° N los trimestres marzo - abril - mayo y los meses octubre - noviembre son los más lluviosos. Entre los 5 y 6° N los picos de precipitación se presentan en abril - mayo y septiembre - octubre - noviembre; y entre los 6 y 7.2° N los máximos se dan en el mes de mayo y en los meses septiembre - octubre.

Sobre la vertiente oriental de la cordillera central también se observa un ciclo bimodal. Entre 1.8 y 3° N abril - mayo y octubre - noviembre son los meses más lluviosos. Entre los 3 y 4° N los picos de precipitación se presentan en marzo - abril - mayo y octubre - noviembre. Entre los 4 y 6° N los máximos se dan en abril - mayo y en el trimestre septiembre - octubre - noviembre y entre los 6 y 7° N en los meses abril - mayo y septiembre - octubre.

Para el caso del Valle del Magdalena el ciclo bimodal también se presenta así como la variación de los meses en los cuales se presentan los valores máximos. Marzo - abril y octubre - noviembre - diciembre son los meses más lluviosos entre los 2.3 y 3° N; marzo - abril - mayo y octubre - noviembre entre 3 y 4° N; abril - mayo y septiembre - octubre - noviembre entre 4 y 6° N; abril - mayo y septiembre - octubre entre 6 y 7° N; y mayo y septiembre - octubre entre los 7 y 9° N.

El ciclo bimodal presenta en la vertiente occidental de la cordillera oriental presenta las siguientes características. Entre 1.5 y 3° N los valores máximos de precipitación se dan entre los meses marzo - junio y octubre - noviembre. Entre los 3 y 6° N en abril - mayo y octubre - noviembre. Entre los 6 y 11.2° N en abril - mayo y septiembre - octubre - noviembre.

Para la vertiente de oriental de la cordillera oriental entre los 3 y 4° N se presenta un comportamiento bimodal con máximos en abril - mayo - junio y octubre - noviembre. Entre los 4 y

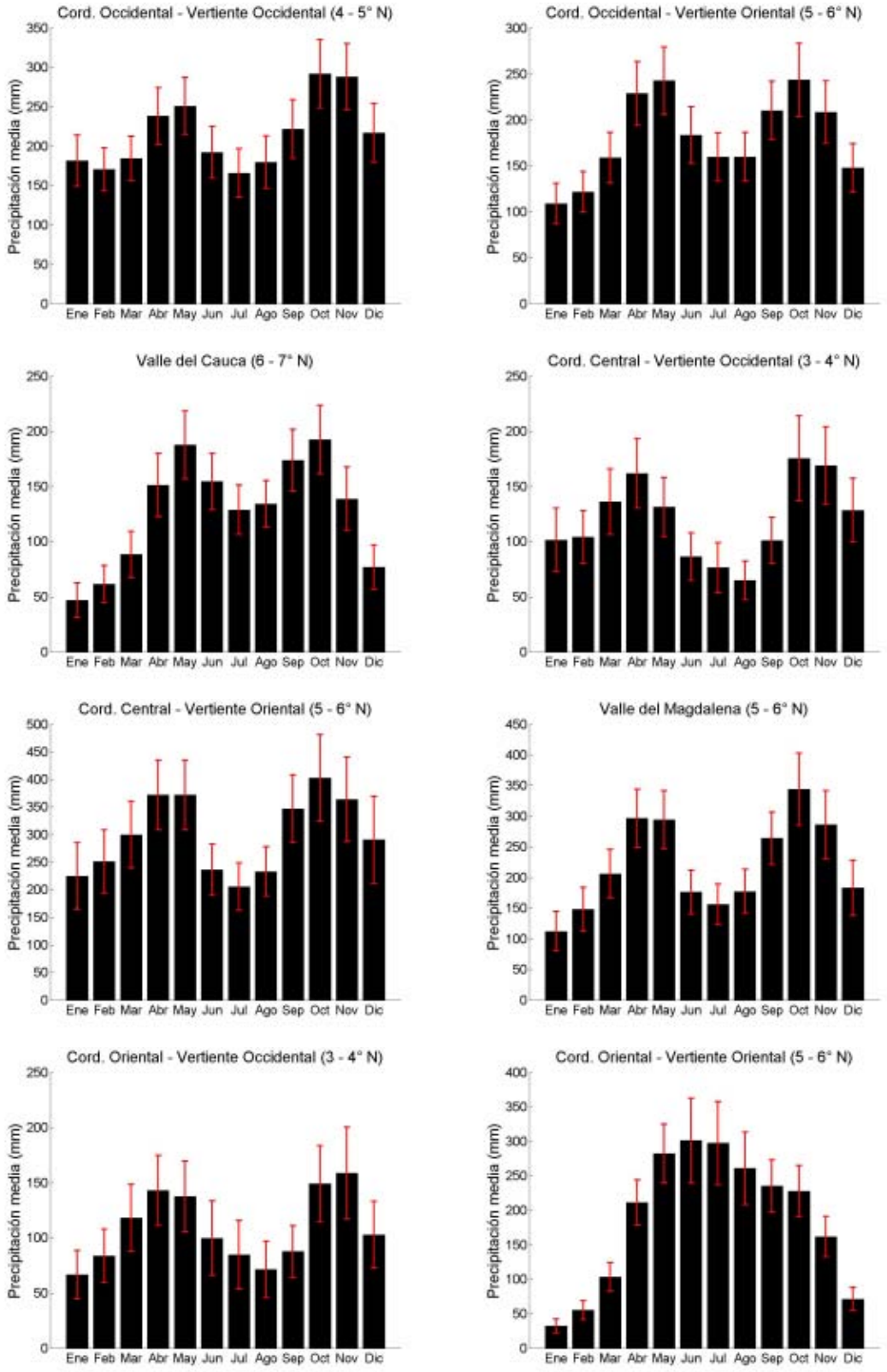

Figura 5.11: Ciclo anual de la precipitación según los mapas mensuales (5.7). Las barras rojas denotan el error de estimación calcula a partir de los campos mensuales de error

10° N el comportamiento no es bimodal y es similar al que presenta los llanos orientales. Entre diciembre - marzo se dan las menores cantidades de precipitación durante el año. Entre abril - noviembre la diferencia de los valores de precipitación mes a mes no es muy significativa y en mayo - junio - julio se presentan los máximos de precipitación en el año.

Sobre el Océano Atlántico los valores de medios de precipitación no superan los 100 mm/mes en los cuatro primeros meses del año. De marzo a octubre se presenta un comportamiento creciente de la precipitación con el tiempo hasta llegar a los 280 mm/mes. Noviembre es el segundo mes más lluvioso seguido después de octubre.

La distribución de la precipitación sobre el Océano Pacífico a lo largo del año es variable según el intervalo de latitudes considerado. Por debajo de los 4° N se presenta poca variación de la precipitación en el año, excepto por los meses diciembre - enero que presentan los valores máximos. Entre los 4 y 6° N se da un comportamiento uniforme excepto en los meses febrero - marzo - abril, en los cuales la precipitación es considerablemente menor con respecto al resto de los meses. Finalmente, entre los 6 y 9° N junio - diciembre es el periodo más lluvioso y febrero - marzo - abril caracterizan el periodo de menos lluvia.

5.5. Variación de la precipitación con la altura

La variación de la precipitación con la altitud se estudia con base en cortes longitudinales a diferentes latitudes. En cada uno de estos se aprecia el efecto de la topografía en la distribución espacial de la precipitación. En la figura 5.12 se muestran los cortes longitudinales de los perfiles topográficos y de precipitación para las latitudes entre 1 y 8° N.

Para los diferentes cortes realizados a diversas latitudes se observa el efecto que sobre las masas de humedad tiene las vertientes externas de las cordilleras occidental y oriental, donde vía el efecto orográfico se incrementa significativamente la precipitación a determinados niveles, a partir de los cuales también se empieza apreciar una disminución gradual de la misma. Además, se observa una clara variación de la precipitación en el interior de la región andina, donde se presenta una sucesión de máximos ubicados en las laderas de las cordilleras y que corresponden a una de las características más sobresalientes de la distribución espacial de la precipitación en Colombia denominada el óptimo pluviográfico.

El óptimo pluviográfico se presenta a diversas alturas con respecto a un nivel base dado por la cota del valle, dependiendo de la latitud y en general de la conformación fisiografía de la zona. La presencia del óptimo pluviográfico representa una gran variabilidad de la precipitación en los Andes colombianos, ya que este se presenta sucesivamente para varias longitudes como consecuencia directa de las tres cordilleras presentes, sus vertientes y valles, así como su localización variable longitudinal, latitudinal y altitudinalmente.

Lo normal es que la magnitud del óptimo pluviográfico sea superior en las vertientes externas de las cordilleras occidental y oriental, sin embargo, se presentan casos en los cuales el óptimo pluviográfico es de mayor magnitud en el interior los Andes. Este caso se da a 6° N, donde el óptimo ubicado en la vertiente oriental de la cordillera central sobre la cuenca del río Magdalena es superior al del piedemonte llanero.

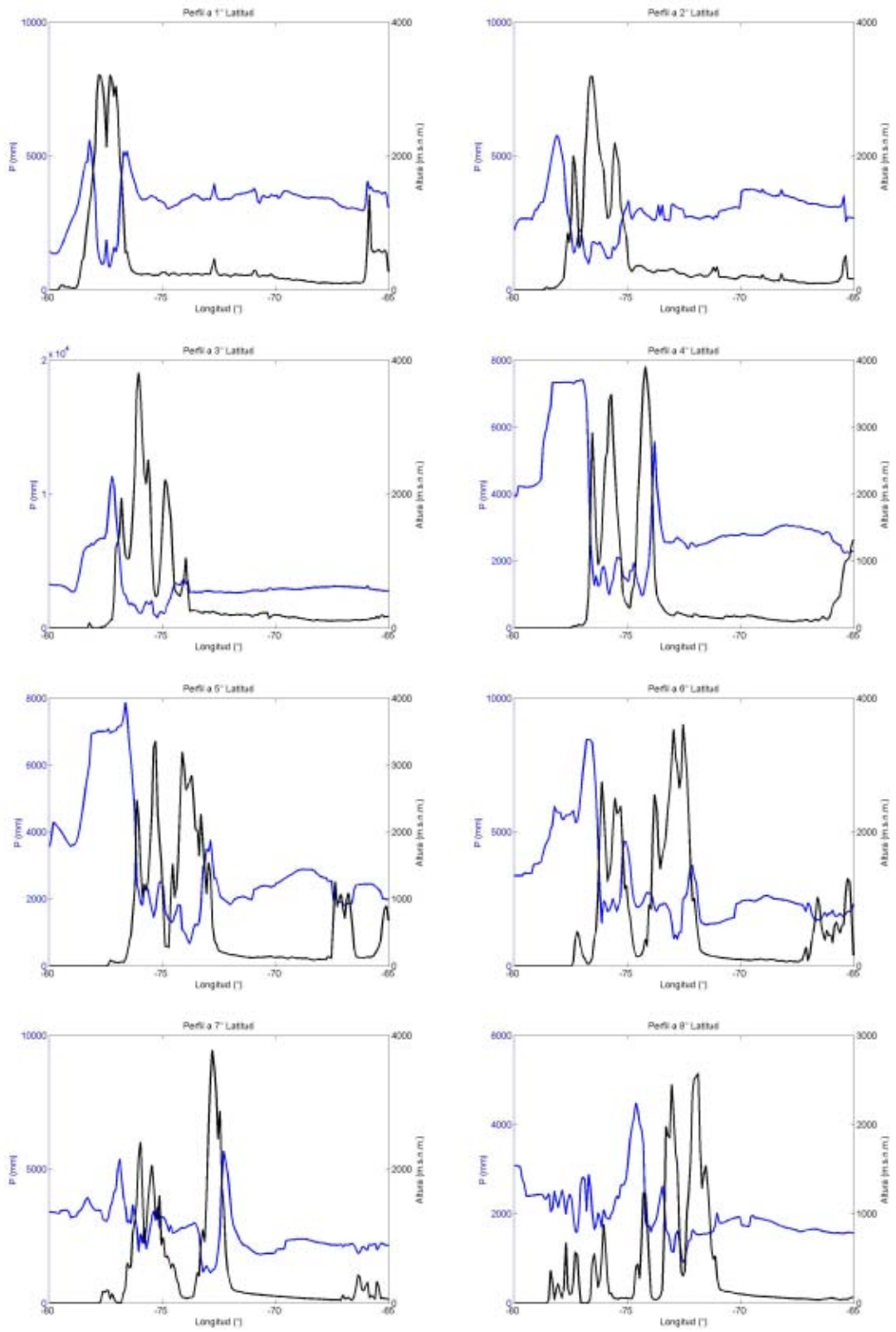

Figura 5.12: Cortes longitudinales de los perfiles topográficos y de precipitación media multianual

En la figura 5.13 se presentan los cortes longitudinales a 5° N correspondientes a los promedios menusuales multianuales de la precipitación, en los cuales se puede observar la variación intranual de las cantidades precipitadas y de las cotas y ubicación de los óptimos pluviográficos.

En el perfil longitudinal a 5° N para el promedio multianual se observan claramente los óptimos pluviográficos correspondientes a las vertientes externas de las cordilleras occidental y oriental, los cuales tienen su desarrollo gracias al efecto orográfico que sobre las masas de aire húmedo provenientes del Pacífico y este del país respectivamente, imponen estas dos barreras. En el interior de los andes, debido también al efecto orográfico vía el desarrollo de circulaciones locales caracterizadas por la fisiografía, y a la interacción con las diversas fuentes de humedad, se observan tres óptimos pluviográficos. En la cuenca del Magdalena se presentan dos óptimos, uno por cada ladera de la cuenca, casi al mismo nivel base y de mayor magnitud al situado sobre la ladera occidental del valle. Sobre la cuenca del Cauca sólo sobre su ladera oriental se presenta el óptimo pluviográfico, en este caso posiblemente muy influenciado por la advección de humedad proveniente del Pacífico.

En los perfiles mostrados en la figura 5.13, sobre los cuales se logran apreciar variaciones importantes durante el año en cuanto a la presencia o ausencia de los óptimos principalmente, se destacan las siguientes características:

- En el interior de los Andes se aprecia el efecto del paso de la ZCIT dos veces al año, favoreciendo la precipitación en los trimestres marzo - abril - mayo y septiembre - octubre -noviembre.
- La variación en la ubicación y por lo tanto en las cotas en las cuales se presentan los óptimos pluviográficos a lo largo del año no es muy significativa.
- Cada uno de los óptimos pluviográficos característicos en los Andes tendrán su desarrollo dependiendo del mes del año.
- En la vertiente exterior de la cordillera oriental la presencia del óptimo pluviográfico es muy notoria en los meses de abril a noviembre, en los cuales las cantidades de lluvia son muy significativas.
- El óptimo pluviográfico de la vertiente externa de la cordillera occidental está presente en los 12 meses del año, lo cual se debe a la considerable cantidad de agua precipitada durante todo el año sobre la costa pacífica y su poca variabilidad a lo largo del mismo.
- Los óptimos pluiviográficos correspondientes a la ladera oriental de la cuenca del Cauca y a la ladera occidental de la cuenca del Magdalena se observan en todos los meses del año, en los cuales los valores máximos de precipitación dependen del mes del año según los factores que determinan la variación temporal de la precipitación en estas zonas.
- La variación más importante la presenta el óptimo pluviografico de la ladera oriental de la cuenca del Magdalena. En los meses de diciembre a abril el óptimo se aprecia facilmente. Para el mes de mayo este muestra un debilitamiento, lo cual se confirma con la ausencia del mismo en los meses de junio a agosto. Hacia el mes de septiembre el comportamiento es similar al del mes de mayo y finalmente en octubre y noviembre este óptimo vuelve a ser un rasgo muy distinguible.

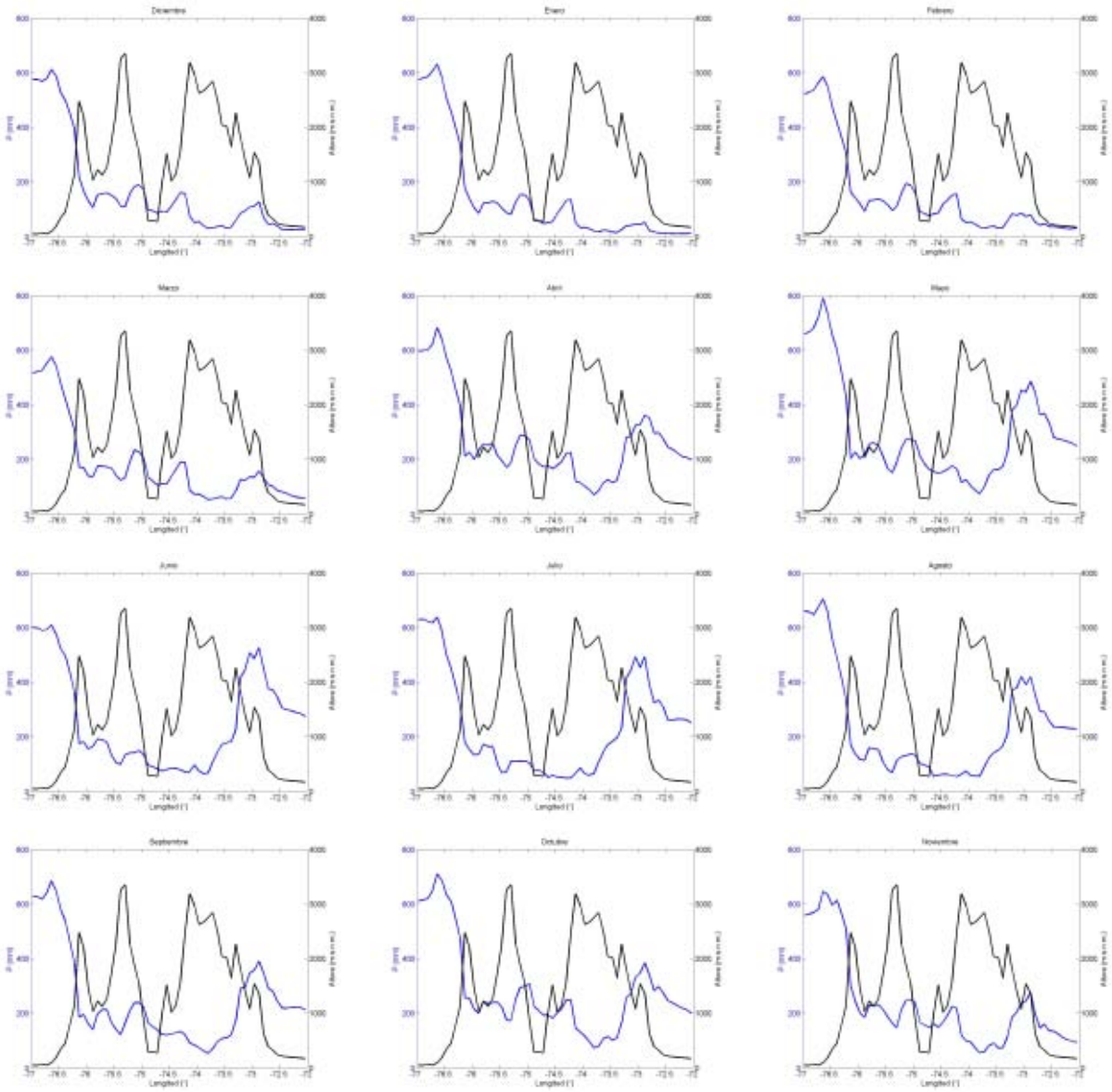

Figura 5.13: Cortes longitudinales a 5° N de los perfiles topográficos y de precipitación media mensual multianual

5.6. Variabilidad espacio temporal

Con base en las Funciones Ortogonales Empíricas (FOE), las componentes principales y análisis espectral empleando la transformada de Fourier y en onditas, se analizan características importantes de la variabilidad espacio temporal de la precipitación en el territorio colombiano. Los campos de precipitación fueron estudiados a nivel mensual y a una resolución espacial de 15 min de arco debido a las limitantes computacionales. Con el fin de remover el ciclo anual las series correspondientes a cada pixel fueron estandarizadas como la desviación de los valores de precipitación estimados $P_k(t,i,j)$ con respecto al promedio mensual de largo plazo $\mu_k(i,j)$ y escalados por la desviación típica mensual $\sigma_k(i,j)$:

$$p_k(t,i,j) = \frac{P_k(t,i,j) - \mu_k(i,j)}{\sigma_k(i,j)} \tag{5.1}$$

Donde i,j denota la ubicación del pixel, k denota los meses ($k = 1,2,...,12$) y t hace referencia a los meses del periodo de registro.

5.6.1. Funciones Ortogonales Empíricas (FOE) y Componentes Principales (CP)

Un análisis detallado sobre el planteamiento matemático de las FOE puede ser consultado en el texto de Peixoto y Oort [Peixoto y Oort, 1992].

A partir de un campo geofísico, definido simultáneamente en M posiciones, con N observaciones, se forma la matriz rectangular B, conformada por elementos b_{mn}, donde b es la variable estandarizada, $1 \leq m \leq M$, $1 \leq n \leq N$.

Se obtienen los valores propios, $\lambda_m (m = 1,...,M)$, de la matriz de covarianza C, y sus correspondientes vectores propios, e_m; estos últimos representan las FOE. Dos vectores propios, asociados con diferentes λ_m, son ortogonales (no correlacionados) entre si.

Los valores propios se organizan en orden decreciente, $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq ... \geq \lambda_m$, de tal forma que la FOE, asociada con el valor propio λ_1, explica la mayor parte de la varianza total de los datos. La fracción de la varianza total de los datos que es explicada por la m-ésima FOE se calcula como:

$$\nu_m = \frac{\lambda_m}{\sum_{i=1}^{m} \lambda_i} \tag{5.2}$$

Cualquier vector-observación, b_n, puede ser expresado como una combinación lineal de los M vectores propios, e_m:

$$b_n = \sum_{m=1}^{M} a_{mn} e_m \tag{5.3}$$

Donde los coeficientes a_{mn}, son los elementos de la matriz A de orden MxN:

$$A = E^T B \tag{5.4}$$

Los elementos de un vector fila $[a_{m1}, a_{m2}, ..., a_{mN}]$, son los coeficientes de la serie temporal, denominada Componente Principal (CP), asociada a un vector propio em. Es importante anotar

que las CP también son mutuamente ortogonales.

5.6.2. Transformada de Fourier y Transformada en Onditas

El estudio de las CP se realiza mediante un análisis espectral utilizando la transformada de Fourier y de Onditas. Ya que un proceso físico puede ser descrito tanto en el dominio del tiempo (donde se representan valores de una función f, como función del tiempo t), como en el dominio de la frecuencia (el proceso es definido por su amplitud F, como función de la frecuencia w) [Hoyos, 1999] es posible estudiar la variabilidad de una serie asociada a diferentes periodos o frecuencias, lo cual permite identificar procesos cíclicos y demás características fundamentales asociadas a las señales que presentan las series. La descomposición en el espacio de las frecuencias, de las contribuciones a la varianza total de cada componente (espectro de potencias) puede obtenerse mediante la transformada de Fourier y de onditas.

La transformada de Fourier es una herramienta excelente para señales estacionarias en las cuales permite localización frecuencial, sin embargo, es importante la localización en el tiempo cuando el proceso analizado no exhibe estacionalriedad, lo cual es obtenido mediante la transformada de onditas, la cual localiza temporal y frecuencialmente las señales de las series estudiadas y permite el estudio de fenómenos transitorios, se acerca al estudio del comportamiento no lineal presente en la mayoría de los fenómenos físicos y permite asociar los picos espectrales con fenómenos físicos con mayor claridad [Hoyos, 1999].

Con base en las herramientas estadísticas descritas anteriormente y utilizando el software ASTOF [Hoyos, 1999] desarrollado en la Universidad Nacional de Colombia sede Medellín, se estudian las diferentes series climáticas en la zona de estudio. El análisis consiste en identificar la variabilidad de la precipitación en el tiempo, asociada principalmente a la banda frecuencial del ENSO.

5.6.3. Resultados

Las FOE y CP fueron estimadas, por razón prácticas (capacidad de procesamiento computacional) para los campos de precipitación agregados a una resolución de 15 minutos de arco. El análisis se realizó para los datos originales (análisis 1), para los datos estandarizados según la media y desviación de cada pixel (análisis 2) y para los datos estandarizados considerando las medias y desviaciones de cada uno los 12 meses del año (remoción del ciclo anual - análisis 3). En la tabla 5.2- figura 5.14 se muestra la varianza explicada por las 10 primeras FOE para cada uno de los tres casos estudiados. En esta figura se observa, que los 3 primeros modos son los significativos para los análisis 1 y 2, mientras que solo los primeros 2 lo son para el análisis 3. Modos mayores a estos explican un pequeño porcentaje de la varianza de la serie, la cual es similar a la explicada por los modos consecuentes.

En las figuras 5.18, 5.19 y 5.20 se muestra la distribución espacial de las cuatro primeras FOE para cada uno de los análisis realizados.

Para el análisis 1 se observa la similitud de la FOE 1 con el mapa promedio multianual de precipitación estimado, en el cual se identifican las zona pacífica, el piedemonte llanero y el norte del departamento de Antioquia como la zonas de mayor variabilidad asociadas a las zonas de mayor pluviosidad. En la FOE 2 se observa un claro dipolo marcado por la cordillera de los andes, el cual también se observa en las FOE 3 y 4. En las 4 FOE se aprecia además, el efecto

Tabla 5.2: Varianza explicada y acumulada (%) por las 10 primeras FOE.

	Análisis 1		Análisis 2		Análisis 3	
FOE No.	Explicada	Acumulada	Explicada	Acumulada	Explicada	Acumulada
1	40,6	40,6	34,5	34,5	17,7	17,7
2	16,1	56,7	19,5	53,9	13,1	30,8
3	7,7	64,4	9	62,9	5,6	36,4
4	3	67,4	3,7	66,6	4,3	40,7
5	2,6	70	2,8	69,4	3,7	44,4
6	2	72	2,1	71,5	3,4	47,8
7	1,8	73,8	1,9	73,4	2,7	50,5
8	1,7	75,6	1,4	74,8	2,4	52,9
9	1,3	76,8	1,3	76,1	2	55,0
10	1,1	77,9	1,1	77,2	1,9	56,8

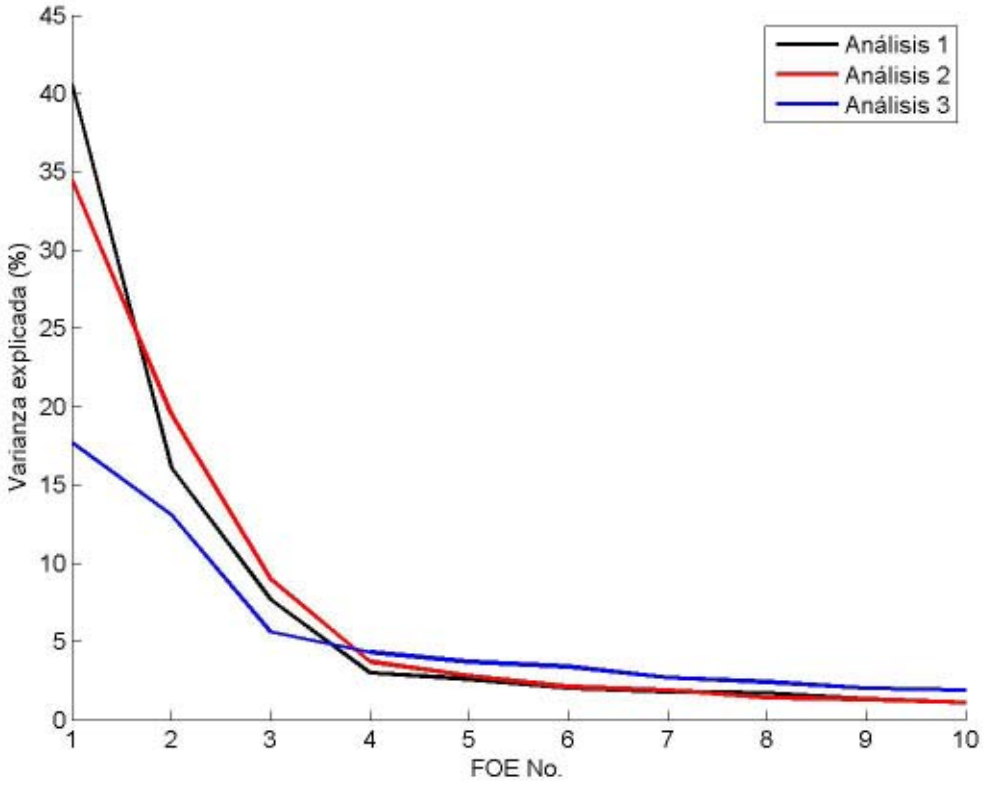

Figura 5.14: Funciones ortogonales empíricas - Análisis 1

de la cordillera de los andes en la variabilidad espacial de la precipitación, justificando el efecto topográfico como el de mayor importancias en la distribución espacial de la lluvia en Colombia.

Para el análisis 2, los valores las 2 primeras FOE muestran una distribución latitudinal asociada a los ciclo anual y semianual, mientras en las FOE 3 y 4 se observa el efecto del sistema de los andes en la variabilidad espacial de la precipitación.

Para el análisis 3, la FOE que presenta el rango más característico corresponde a la 2, en la cual se observan valores positivos en el sureste y negativos en la noroeste, dipolo que indica un comportamiento opuesto en la variabilidad de la precipitación y que esta relacionado con la barrera climática que impone el sistema montañoso de los andes. Esta característica y su relación con la cordillera de los Andes también se presenta al analizar la variabilidad espacio temporal del NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) y específicamente su FOE 1 [Roldán et al., 2008]. La FOE 1 no presenta un patrón de variabilidad definido y las FOE 2 y 3 también presentan dipolos que están influenciados por el sistema de los Andes.

En las figuras 5.18, 5.19 y 5.20 se presentan las series de tiempo correspondientes a las 4 primeras CP para cada uno de los análisis realizados, además, de las transformadas en onditas y de Fourier.

Las 2 primeras CP correspondientes a los análisis 1 y 2 están muestran principalmente la variabilidad temporal asociada al ciclo anual, mientras las 3 y 4 la asociada al ciclo semianual. Se observa además, la no estacionariedad en las series de la CP 3 (tendencia positiva) y de la CP 4 (tendencia negativa). En las 4 CP se observa que el periodo de 4 años, asociado con el periodo de recurrencia del ENSO, representa una importante contribución a la varianza de la serie en diferentes años.

Para el análisis 3 en las 4 CP, tanto la transformada de Fourier como en oditas muestran que el periodo asociado a la ocurrencia del fenómeno ENSO (2-7 años) es el que explica la mayor parte de la variabilidad de la precipitación en la zona de estudio. Además, por medio de la transformada en onditas se puede apreciar la influencia de de años caracterizados por la ocurrencia de fuertes eventos La NIÑA y El NIÑO en la variabilidad de la precipitación, como los correspondientes a la segunda mitad de la década de los noventa. La banda asociada al periodo de 2 años, presente principalmente en la CP 1 también puede estar relacionada con la Oscilación Cuasi - Bienal. La no estacionariedad presente en las series podría estar relacionada con la fenomenología propia del ENSO y su relación con el cambio climático.

5.7. Análisis de homogeneidad

Con base en las pruebas de Mann Whitney para cambio en la media y t-simple para tendencia se verificó la homogeneidad de las series de precipitación estimadas en cada pixel. El análisis se realizó para un nivel de confiabilidad del 95 % y sobre las series anuales. Los campos de cambio y tendencia en la media acá presentados deben considerar un estudio más detallado, partiendo de pruebas de independencia y empleando muchas más pruebas de homogeneidad con el fin obtener conclusiones más confiables estadísticamente.

En la figura 5.21 se puede apreciar que en la mayor parte de la zona de estudio las series presentan cambio en la media o tendencia en la misma. Además, en la mayor parte de los casos

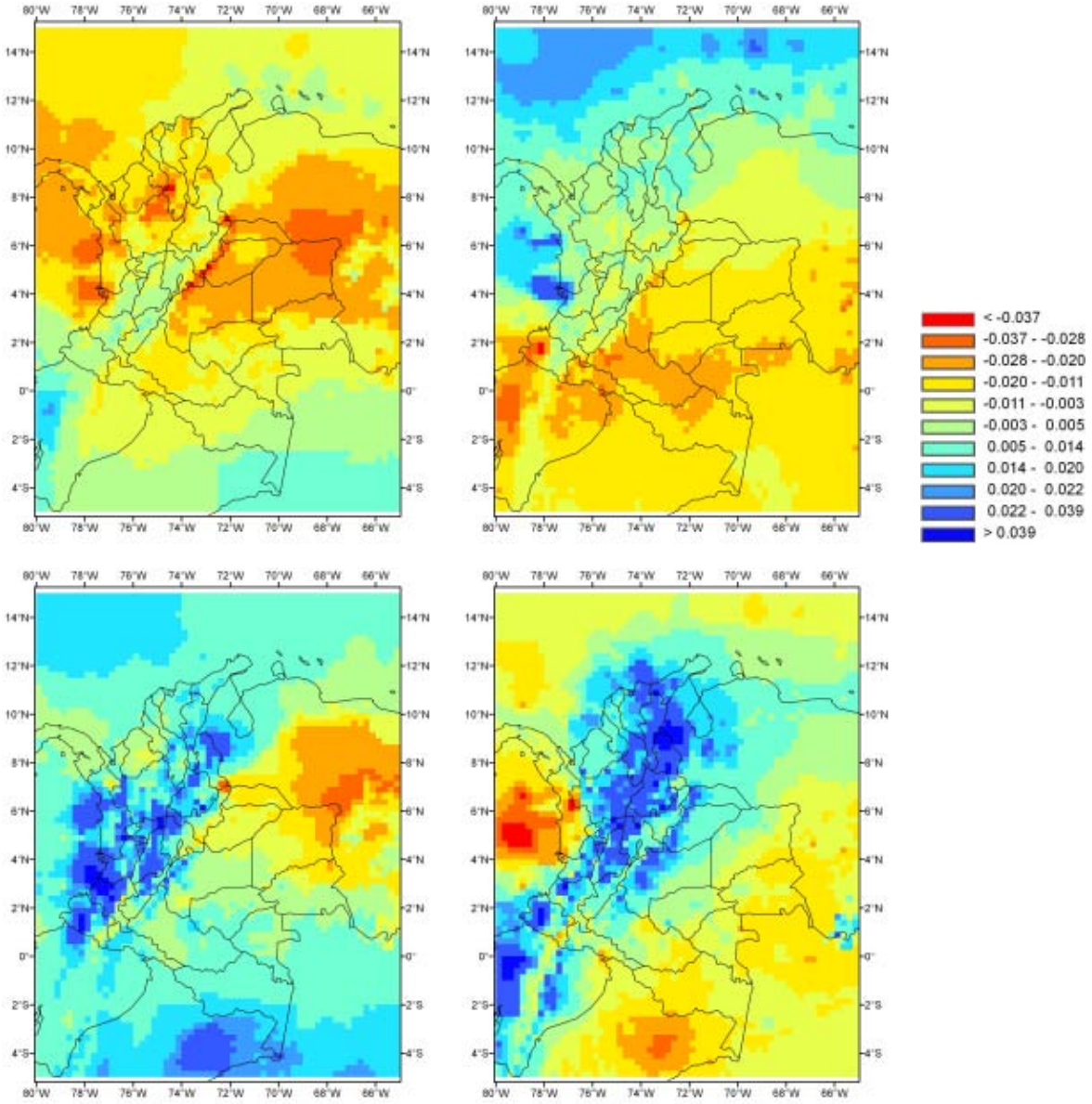

Figura 5.15: Funciones ortogonales empíricas - Análisis 1. FOE 1 (superior e izquierda), FOE 2 (superior y derecha), FOE 3 (inferior e izquierda) y FOE 3 (inferior y derecha)

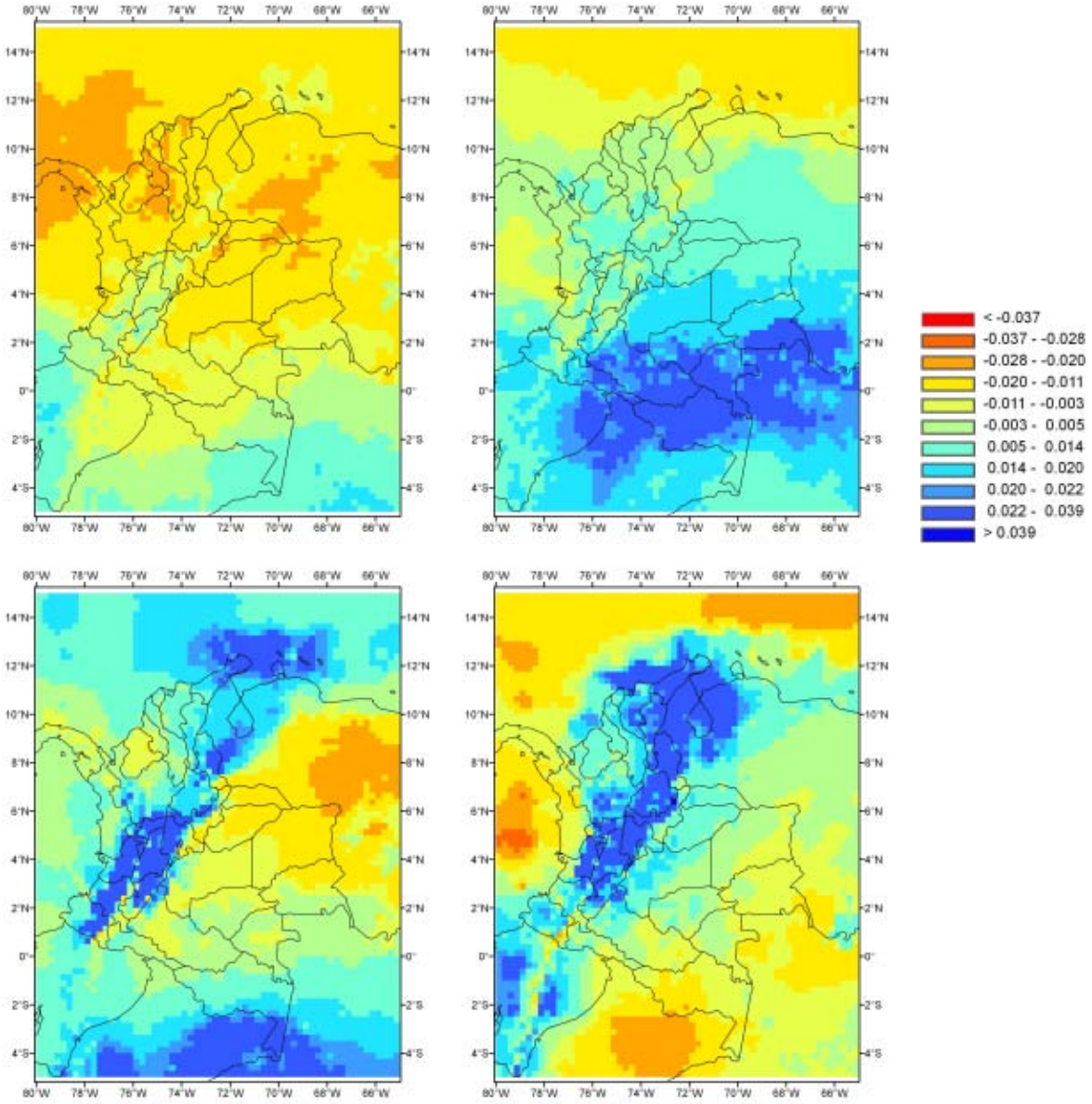

Figura 5.16: Funciones ortogonales empíricas - Análisis 2. FOE 1 (superior e izquierda), FOE 2 (superior y derecha), FOE 3 (inferior e izquierda) y FOE 3 (inferior y derecha)

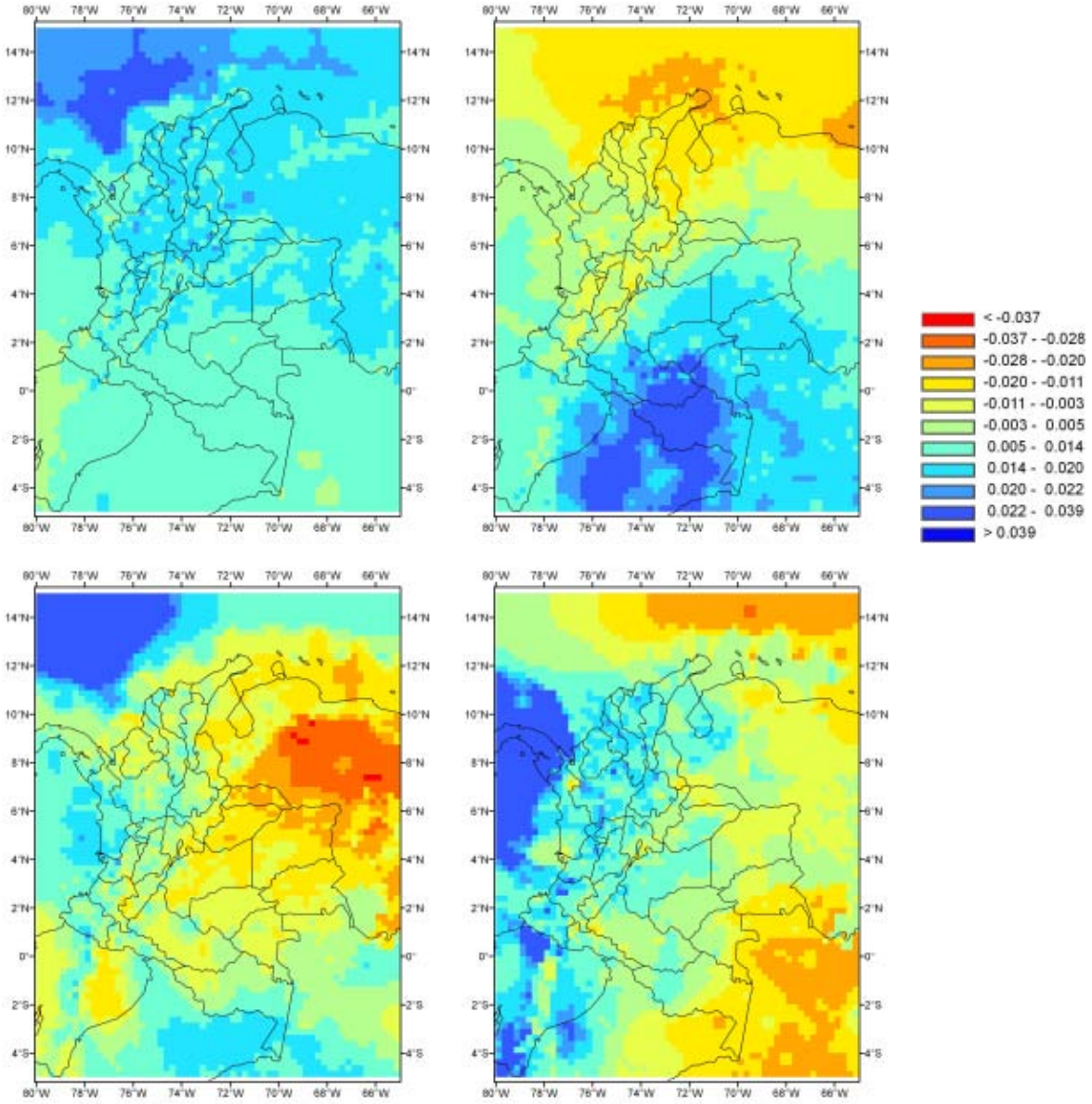

Figura 5.17: Funciones ortogonales empíricas - Análisis 3. FOE 1 (superior e izquierda), FOE 2 (superior y derecha), FOE 3 (inferior e izquierda) y FOE 3 (inferior y derecha)

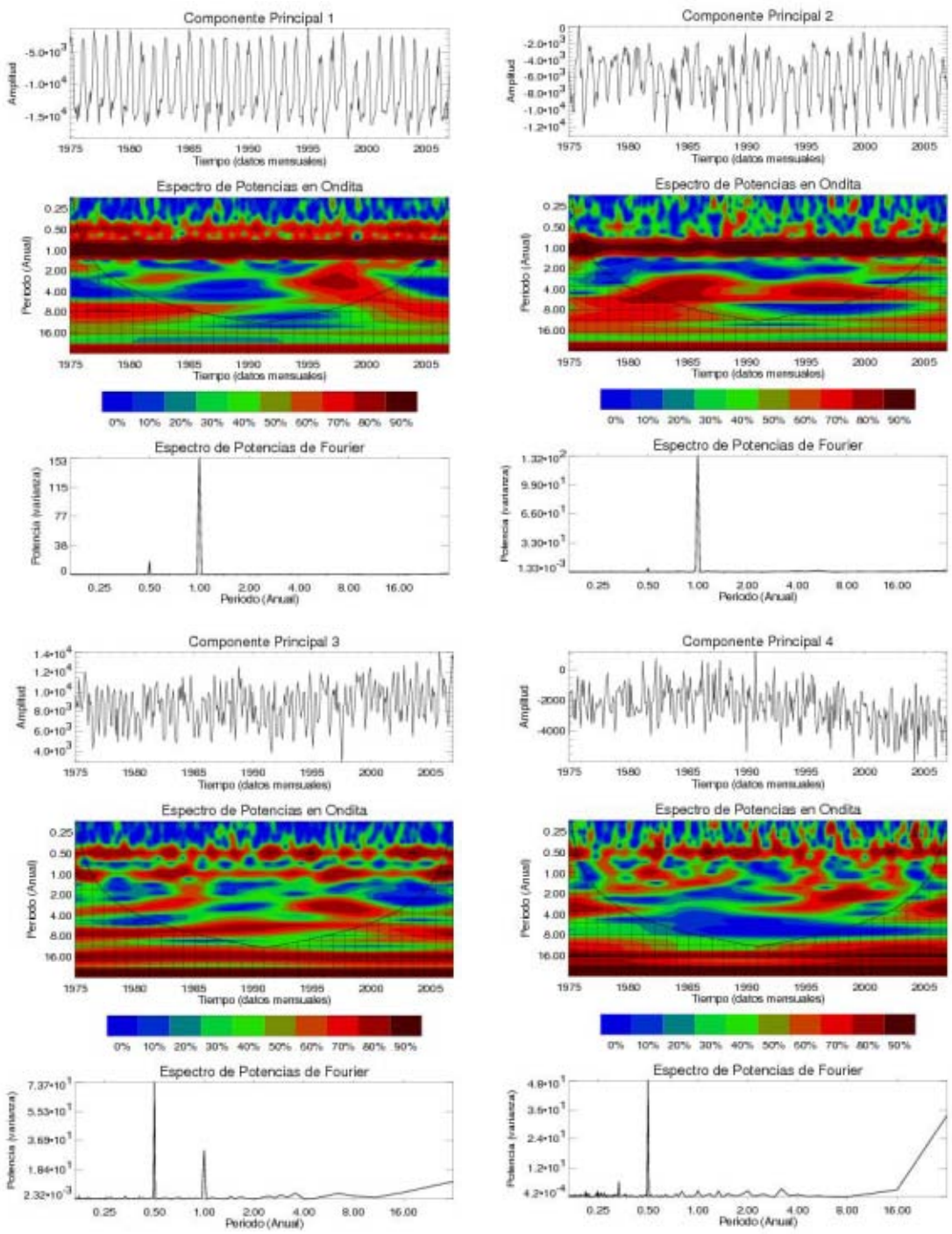

Figura 5.18: Evolución en el tiempo de las cuatro primeras CP de la precipitación en el territorio colombiano, transformada de Fourier y transformada en onditas - Análisis 1

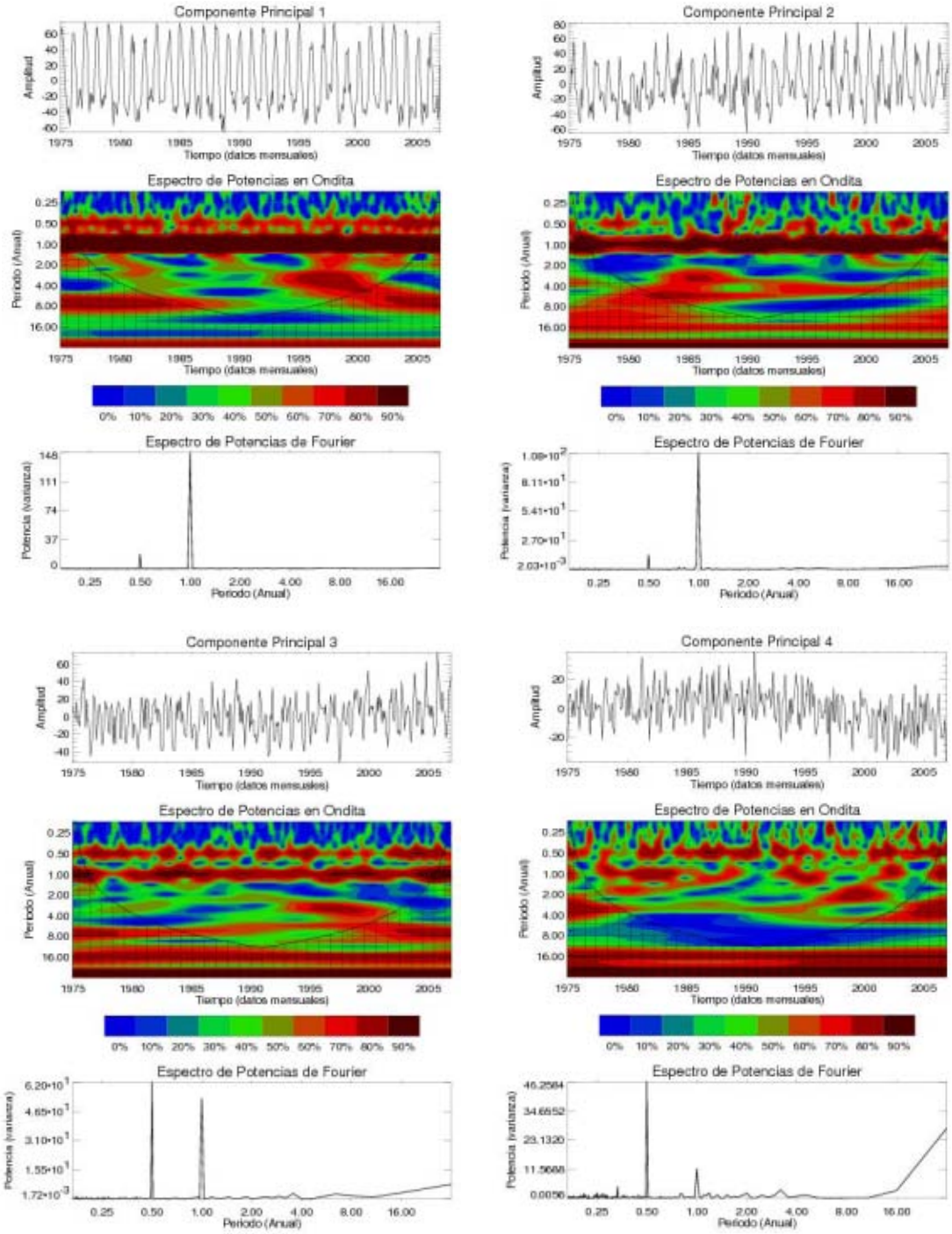

Figura 5.19: Evolución en el tiempo de las cuatro primeras CP de la precipitación en el territorio colombiano, transformada de Fourier y transformada en onditas - Análisis 2

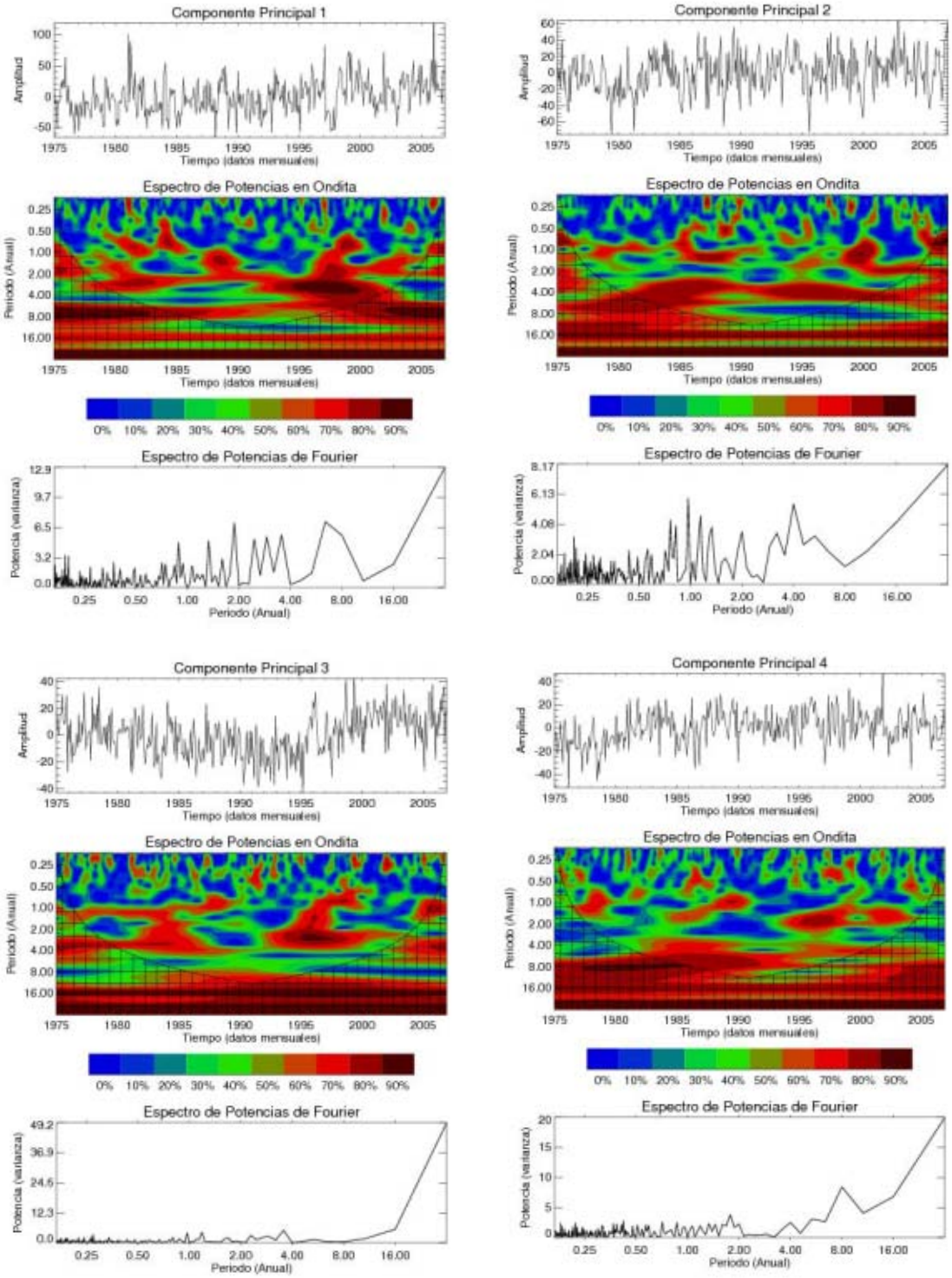

Figura 5.20: Evolución en el tiempo de las cuatro primeras CP de la precipitación en el territorio colombiano, transformada de Fourier y transformada en onditas - Análisis 3

en los cuales se presenta una tendencia en la media, esta es positiva, sugiriendo mayores cantidades anuales de precipitación. Tendencias negativas se presentan en algunos puntos sobre la cordillera de los andes y el norte de la zona de estudio.

Aunque la presencia de estas características en las series de precipitación estimadas pueden ser consecuencia directa de cambio climático, se debe tener en cuenta que sólo se cuenta con series de 32 años de longitud, que la información primaria (puntual) y secundaria (mapas espaciales) tienen problemas de medición y estimación y que los mapas estimados tienen asociada una medida de incertidumbre, que depende en gran parte del número de registros puntuales disponibles mes a mes.

En las figuras 5.22, 5.23, 5.24, 5.25, 5.26 y 5.27 se muestran las series de tiempo mensuales de precipitación para cada una de las 22 regiones definidas en el modelo PRISM. Dichas series se obtuvieron promediando en cada mes los valores de lluvia de los pixeles que conforman determinada región. Además, se muestra la series de tiempo de media y desviación móvil de 12 meses con el fin de visualizar cambios y/o tendencias en la media y varianza de las series.

En general, los valores promedios de precipitación en cada una de las regiones no presentan cambios ni tendencias en las medias, lo cual se confirmó con las pruebas de cambio en la media y tendencia descritas anteriormente. Sin embargo, en la llanura del Pacífico (0.5 - 8° N), la cordillera oriental - ladera oriental (-5 - 4° N), y en la región Pacífica - Ecuador (-5 - 1.7° N) se aprecian cambios positivos en la media y en Panamá, la Amazonía, y los Llanos orientales (1.5 - 10.5° N) se observan tendencias positivas en la media. Estos resultados, tanto para las región Pacífica - Ecuador (-5 - 1.7°N como para Panamá no son confiables ya que corresponden a regiones en las cuales la información fue muy limitado en casi todo el periodo de estudio. Los cambios y tendencias en la media en las demás regiones requiere de mayor investigación con el fin de dar explicación a las variaciones de la precipitación en el tiempo y su posible vinculación asociación con el cambio climático.

5.8. Asociación lineal entre la precipitación y variables macroclimáticas y locales

El grado de asociación lineal entre los campos mensuales de precipitación estimados y las variables macroclimáticas (SOI, NAO, QBO) y locales (CHOCO) es estudiado con base en el coeficiente de correlación (R), estimado para cada pixel conformando mapas distribuidos que permiten determinar las componentes climáticas de mayor influencia sobre la precipitación en la zona de estudio, además, de las regiones más afectadas por cada una de estas. Los índices empleados son el SOI, NAO, QBO y CHOCO. Los índices fueron obtenidos o estimados a partir de las series disponibles en la página oficial de la NOAA. SOI, NAO y QBO disponibles en http://www.cdc.noaa.gov/data/climateindices/ y la variable CHOCO fue construida con base en los datos del reanálisis disponibles en
http://www.cdc.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html.

Los mapas de precipitación para este análisis, fueron estandarizados con la media y desviación estándar de cada mes con el fin de remover el ciclo anual de las series correspondientes a cada pixel. Para cada una de las variables consideradas se estimaron mapas de correlación sin rezago y para rezagos hasta de 3 meses, en los cuales la variable climática precede la precipitación. Además, se estimaron mapas de correlación estacionales sin rezago y para rezagos hasta de

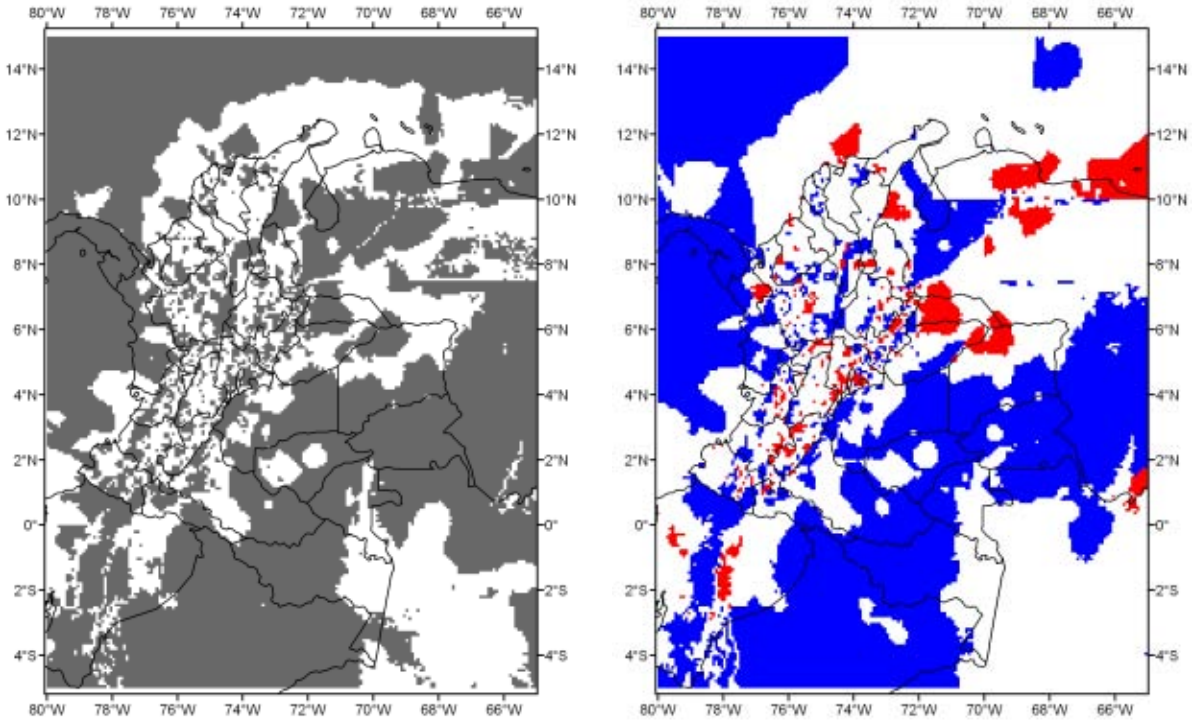

Figura 5.21: Mapas para cambio (izquierda) y tendencia (derecha) en la media. En gris pixeles que presentan cambio en la media, en blanco pixeles que no presentan cambio ni tendencia en la media, en azul pixeles que presentan tendencia en la media positiva y en rojo pixeles que presentan tendencia en la media negativa

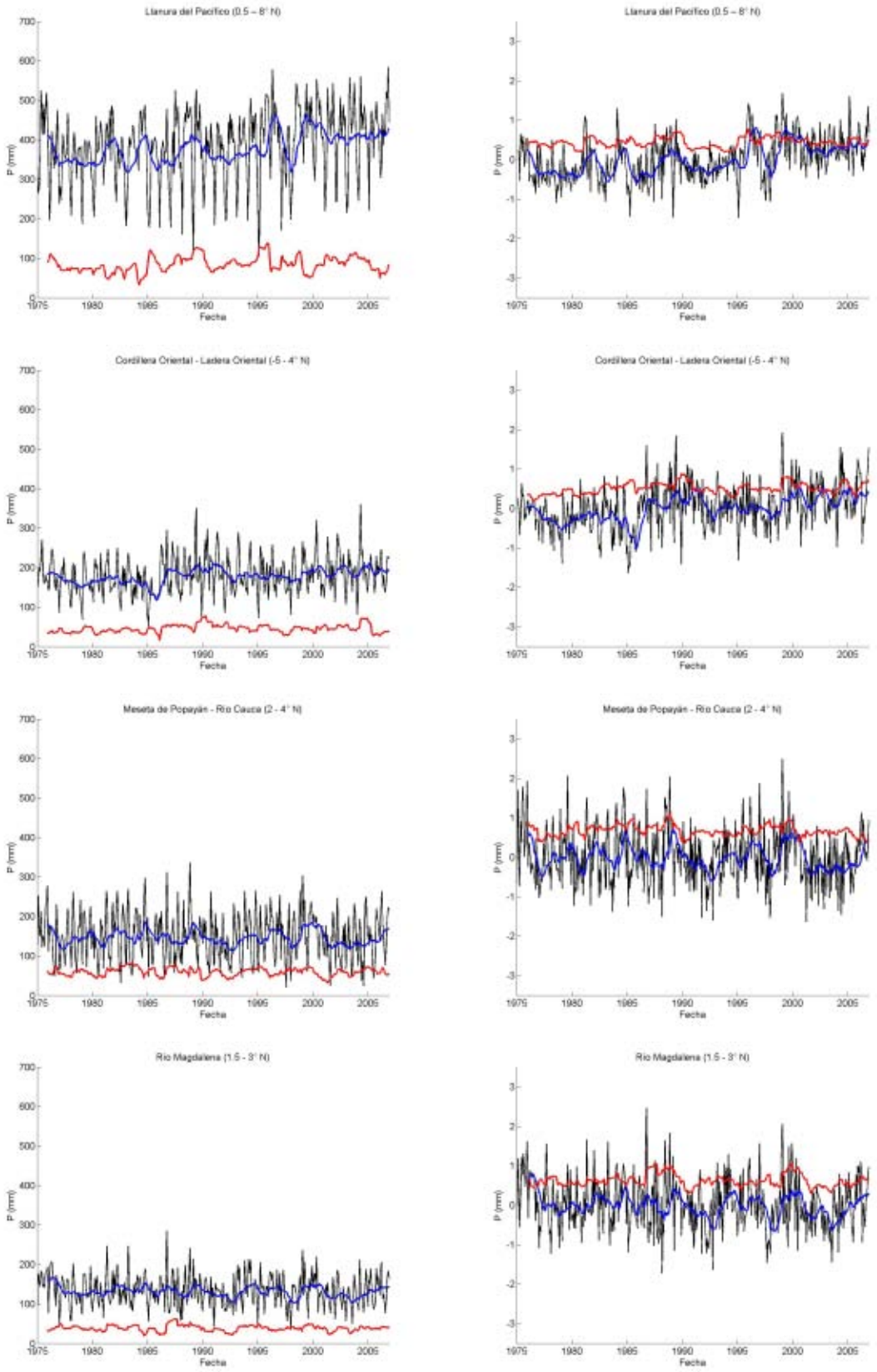

Figura 5.22: Series de precipitación media con ciclo anual (izquierda) y sin ciclo anual (derecha) en cada una de las regiones definidas en el modelo PRISM. Los promedios y desviaciones móviles a 12 años se muestran en azul y rojo respectivamente

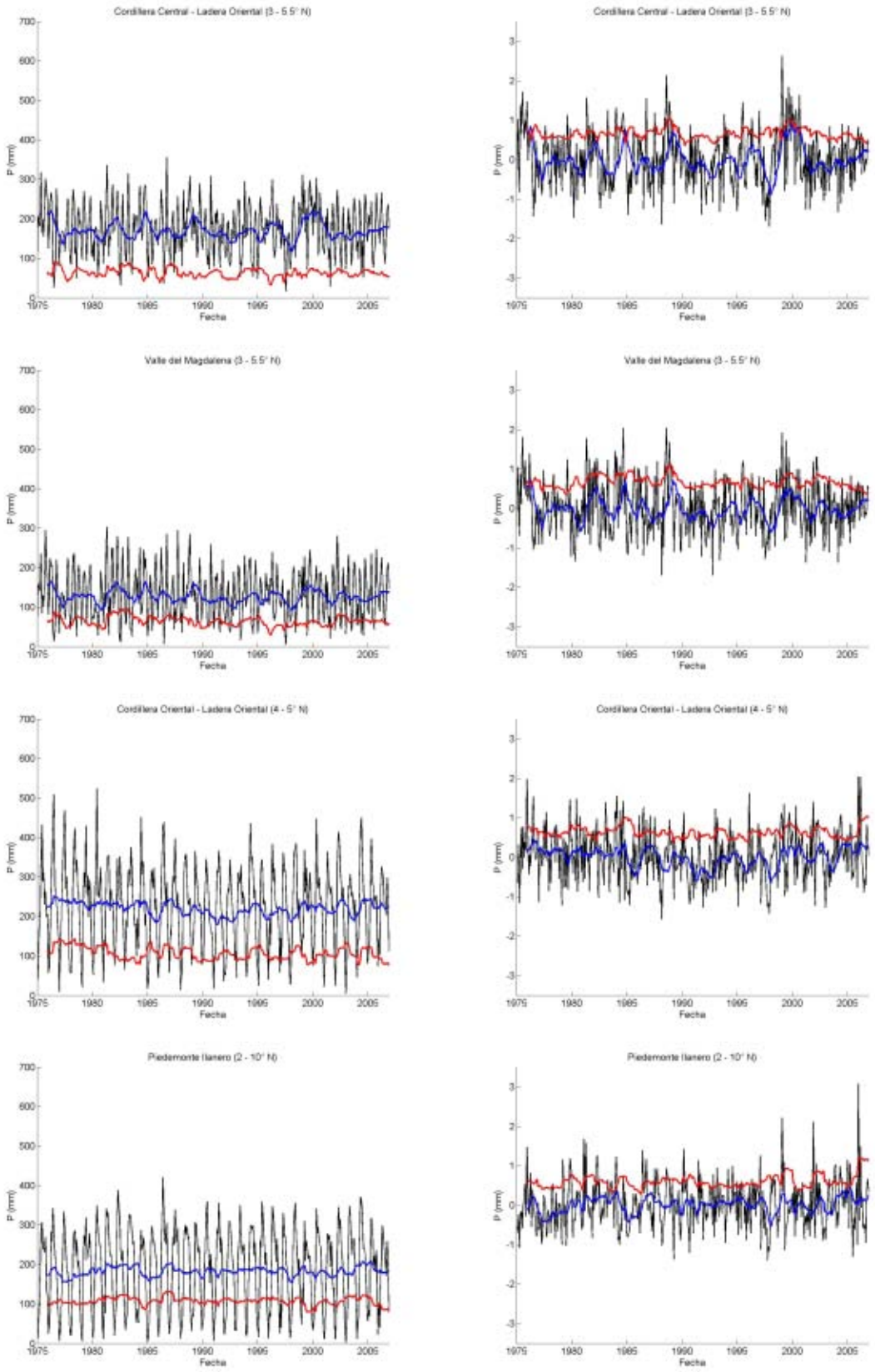

Figura 5.23: Series de precipitación media con ciclo anual (izquierda) y sin ciclo anual (derecha) en cada una de las regiones definidas en el modelo PRISM. Los promedios y desviaciones móviles a 12 años se muestran en azul y rojo respectivamente

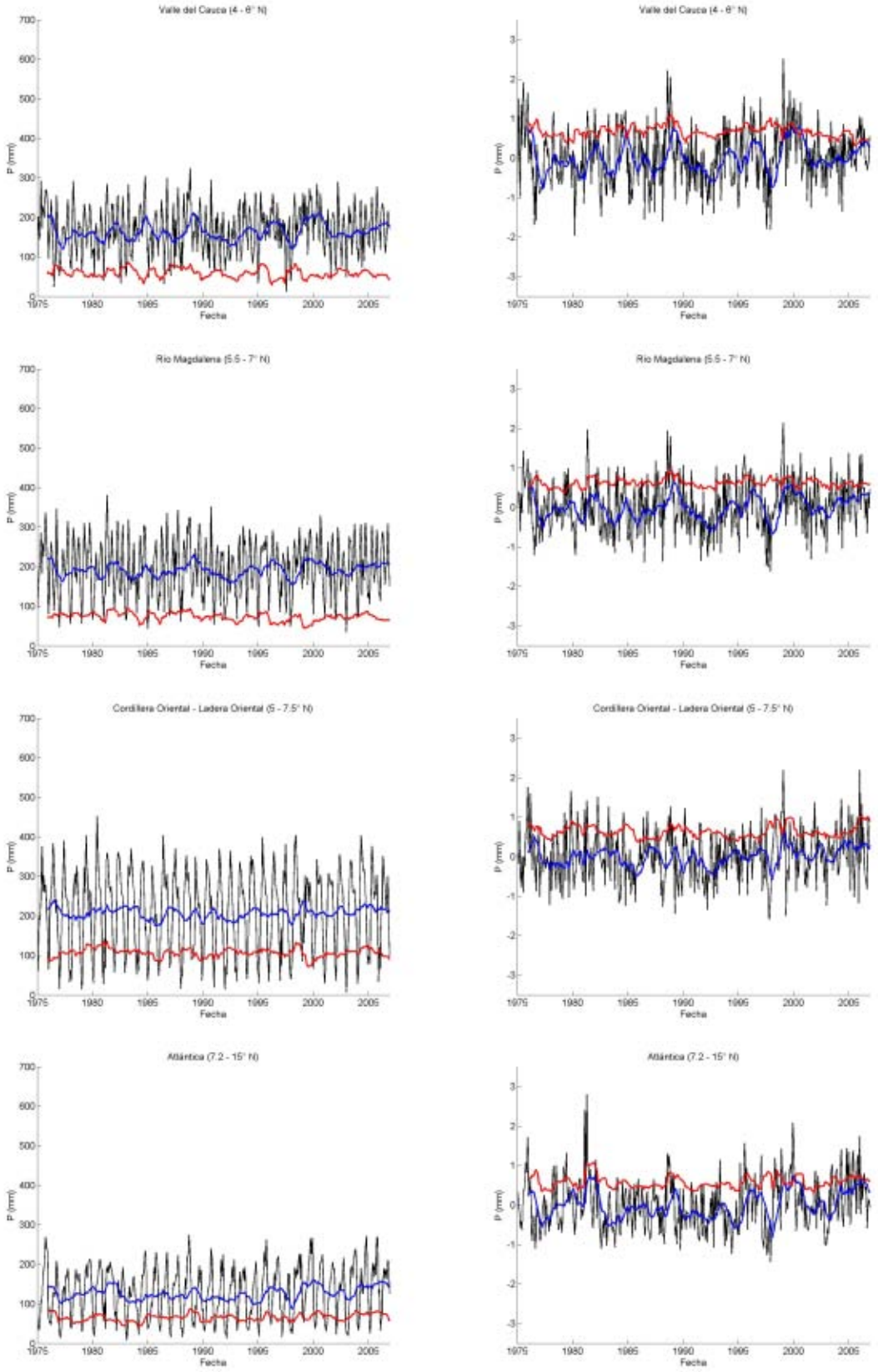

Figura 5.24: Series de precipitación media con ciclo anual (izquierda) y sin ciclo anual (derecha) en cada una de las regiones definidas en el modelo PRISM. Los promedios y desviaciones móviles a 12 años se muestran en azul y rojo respectivamente

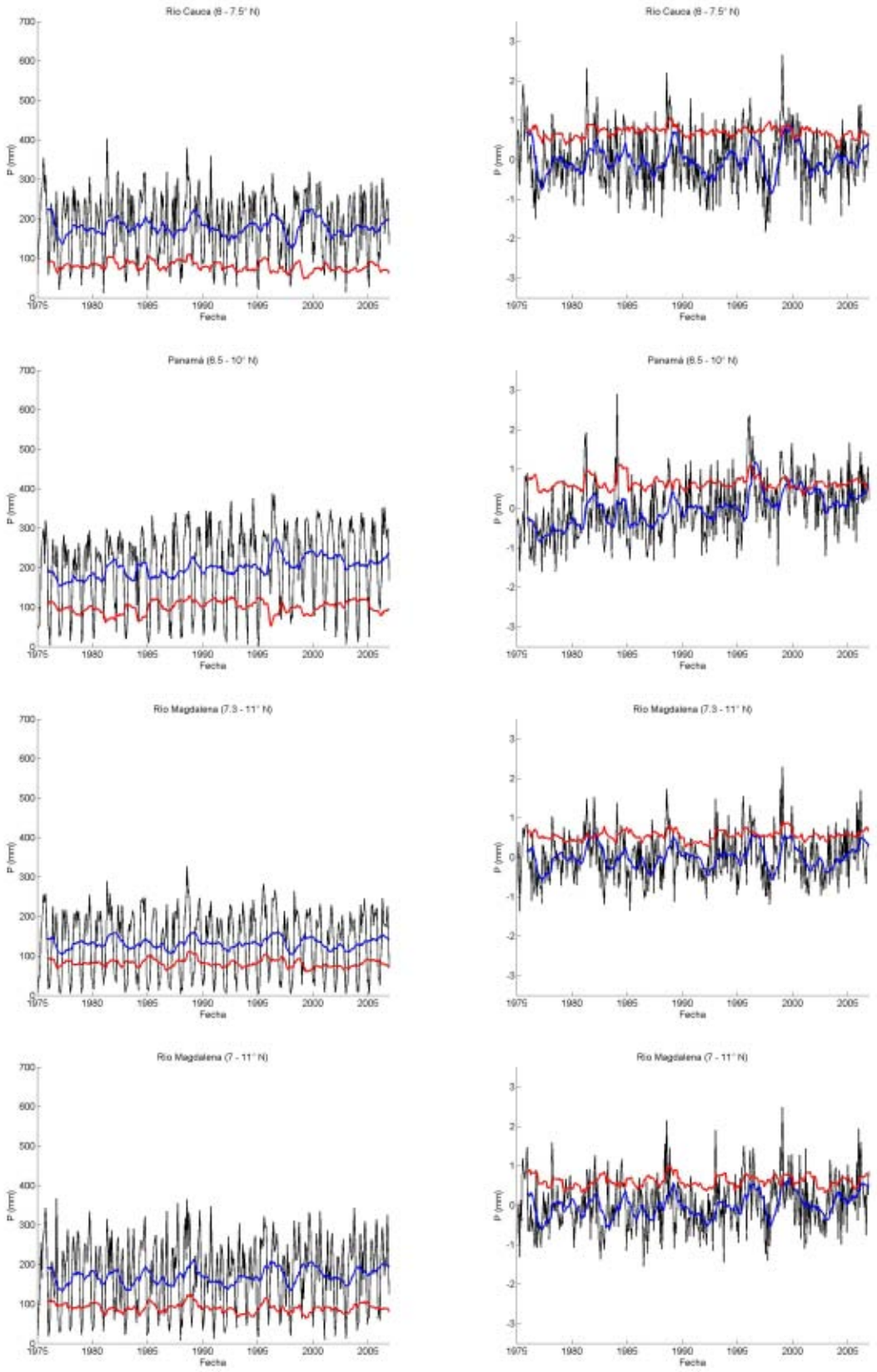

Figura 5.25: Series de precipitación media con ciclo anual (izquierda) y sin ciclo anual (derecha) en cada una de las regiones definidas en el modelo PRISM. Los promedios y desviaciones móviles a 12 años se muestran en azul y rojo respectivamente

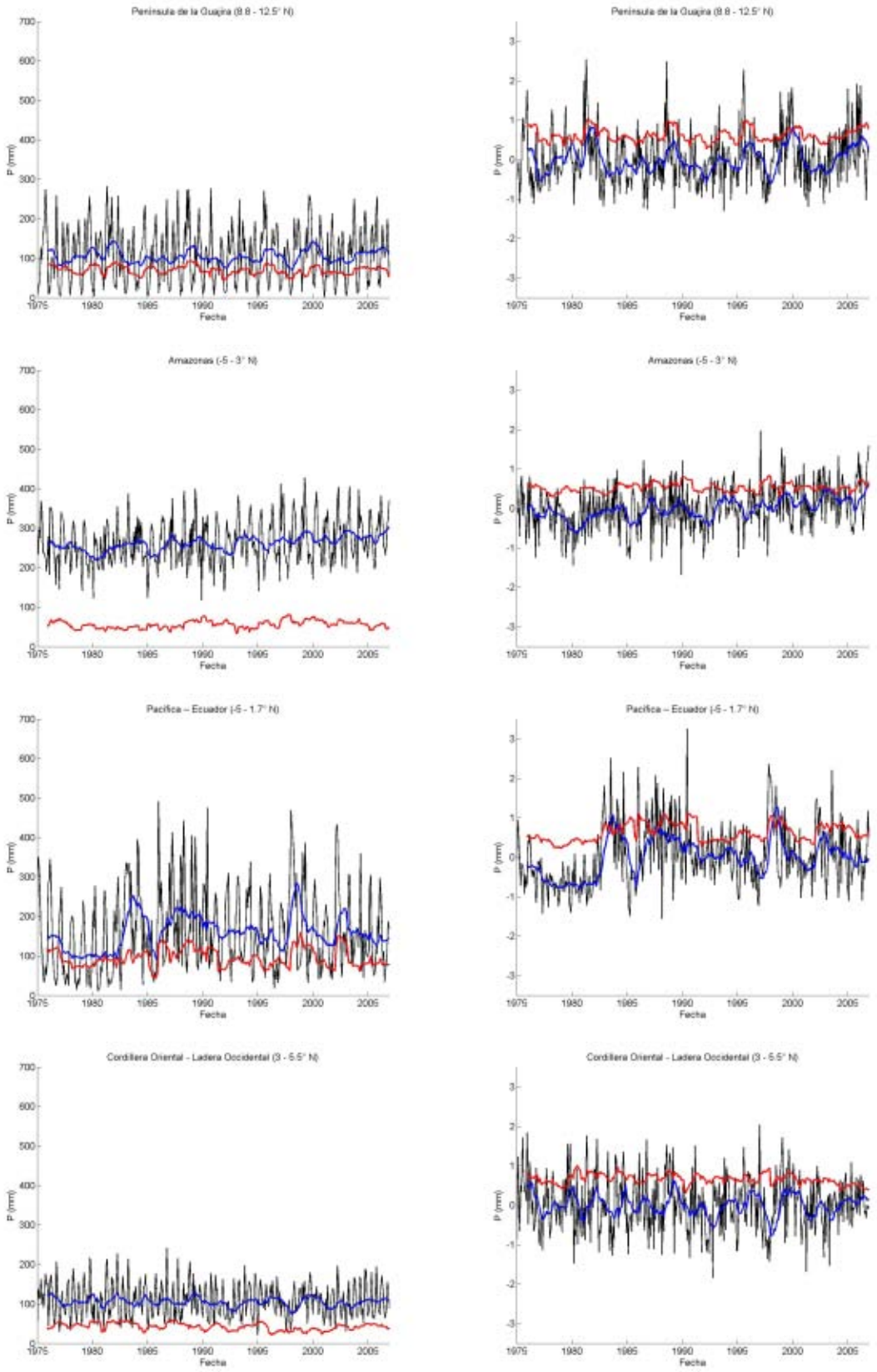

Figura 5.26: Series de precipitación media con ciclo anual (izquierda) y sin ciclo anual (derecha) en cada una de las regiones definidas en el modelo PRISM. Los promedios y desviaciones móviles a 12 años se muestran en azul y rojo respectivamente

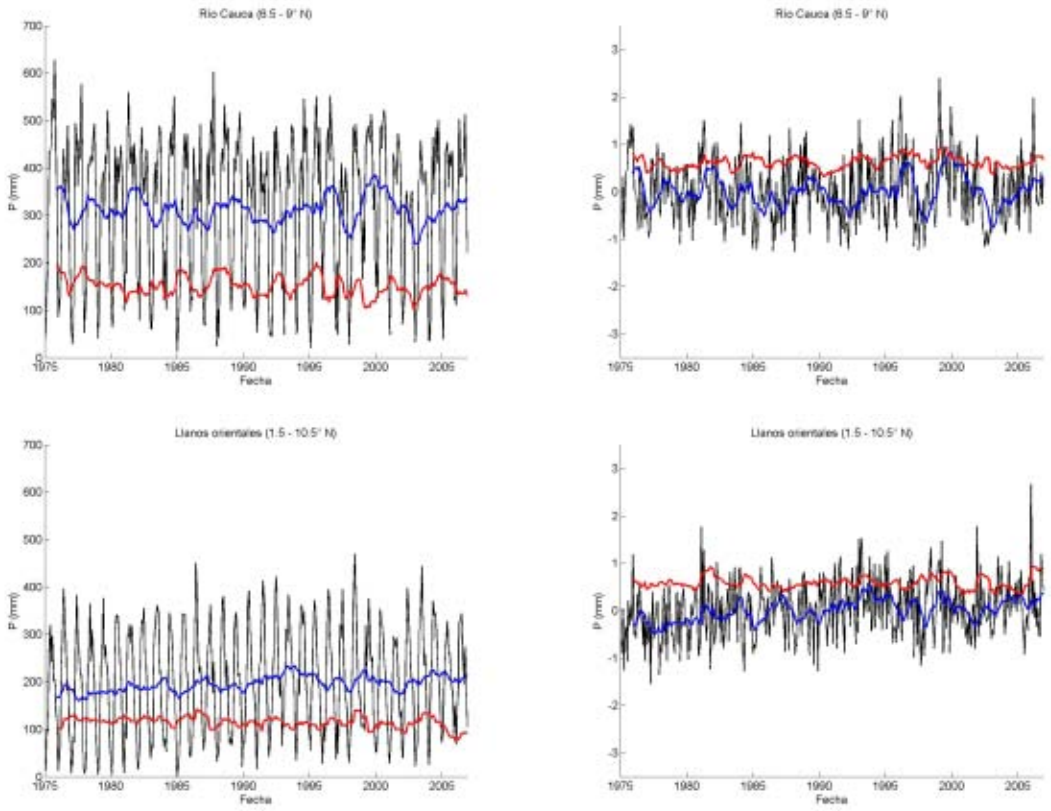

Figura 5.27: Series de precipitación media con ciclo anual (izquierda) y sin ciclo anual (derecha) en cada una de las regiones definidas en el modelo PRISM. Los promedios y desviaciones móviles a 12 años se muestran en azul y rojo respectivamente

3 trimestres. Las correlaciones estadísticamente significativas para un nivel de significancia del 5 % corresponden a aquellas mayores a 0.10 en valor absoluto, y a 0.35 para el análisis estacional.

5.8.1. SOI

En la figura 5.28 se muestran los mapas de correlación con esta variable macroclimática. En la mayor parte de la zona de estudio se observan correlaciones positivas, indicando aumentos en las cantidades de agua precipitada cuando este índice presenta anomalías positivas que están relacionadas con eventos fríos. Correlaciones negativas se observan generalmente en Perú y Ecuador, países en los cuales la ocurrencia de una de las fases del ENSO afecta la precipitación en sentido contrario a Colombia. Las correlaciones llegan a un máximo de 0.44 en el sur del departamento de Antioquia y disminuyen conforme se incrementa el rezago del variable macroclimática. Además, se observa como la precipitación en la zona oriental del país no presenta una asociación lineal significativa con el SOI, debido a la barrera climática impuesta por andes.

Al realizar el mismo análisis con un promedio móvil de 6 meses para la precipitación (figura 5.29), se encuentran correlaciones entre 0.5 y 0.6 en gran parte de la zona Andina, el norte del país y el centro del departamento del Chocó. Estas correlaciones representan una importante herramienta para la predicción de la precipitación en Colombia. A pesar de no ser altas las correlaciones, gran parte de la zona Amazónica presenta correlaciones negativas que indican incrementos (decrementos) de la precipitación en eventos El NIÑO (La NIÑA).

La zona oriental del país es la menos afectada por la presencia de alguna de las fases del fenómeno el ENSO, donde no se presenta una significativa asociación lineal con la lluvia. En el centro y sur de los departamentos del Chocó y Antioquia respectivamente, se encuentra las correlaciones más elevadas, indicando que son las zonas en las que la precipitación es fuertemente influenciada por el ENSO. Para los demás rezagos las correlaciones decaen significativamente, presentándose en la región pacífica los valores más altos de las mismas.

En la figura 5.30 se muestran las correlaciones estacionales para los trimestres MAM, JJA y SON del año 0 y DEF del año 1. DEF es el trimestre en el cuál se obtienen las correlaciones más importantes, las cuales llegan a valores cercanos a 0.8 en el sur del departamento de Antioquia, el norte del Caldas y Cundinamarca y el centro del Chocó. Correlaciones muy significativas se mantiene para 1 y 2 trimestres de rezago en la variable macroclimática y desaparecen para 3 trimestres de rezago. MAM es el trimestre que menor grado de asociación lineal presenta con esta variable macroclimática excepto por algunas regiones del norte de Venezuela. JJA presenta correlaciones importantes a lo largo de la región Andina y Caribe, las cuales decaen rápidamente cuando la variable macrocimática está rezagada. SON presenta correlaciones significativas en puntos muy específicos y junto con MAM es el trimestre de menor correlación. En general se observa que en la Orinoquía y Amazonía no se presentan asociaciones lineales tan significativas y generalizadas como en la región Andina, el Caribe y el Occidente del país.

5.8.2. NAO

La asociación de tipo lineal con la NAO (figura 5.31) es menor y se da principalmente en los Andes y el territorio venezolano. Sin rezago en la variable macroclimática se observa en general correlaciones positivas, mientras que para un rezago de 3 estas son negativas, característica que debe ser estudiada con el fin de dar una explicación física coherente. Para el caso del análisis estacional (figura 5.32 si se presentan correlaciones importantes pero muy localizadas, como los

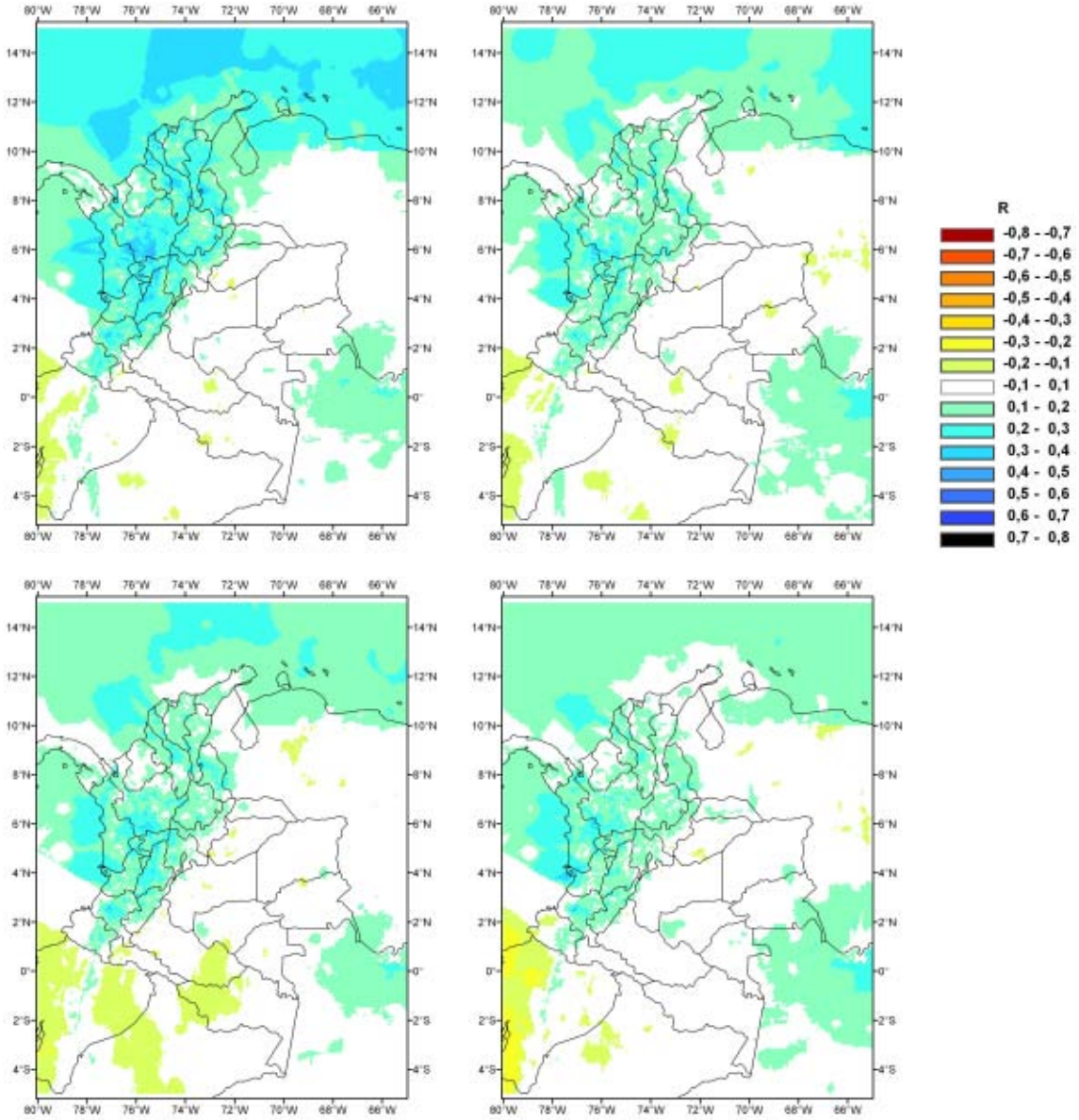

Figura 5.28: Mapas de asociación lineal entre el SOI (rezagado) y la precipitación. Sin rezago (arriba - izquierda), 1 mes de rezago (arriba - derecha), 2 meses de rezago (abajo - izquierda) y 3 meses de rezago (abajo - derecha). La zonas blancas corresponden a correlaciones estadísticamente no significativas

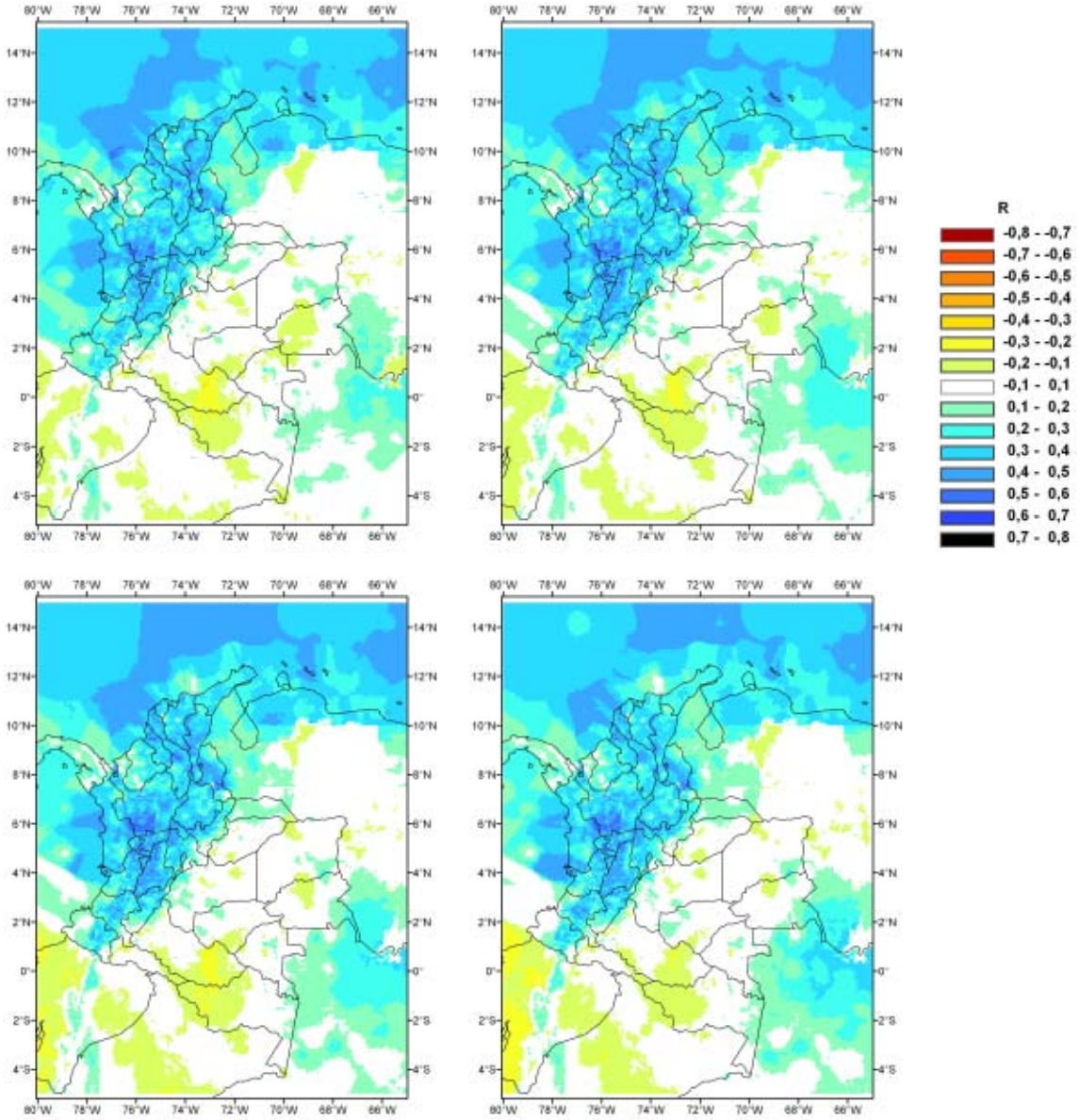

Figura 5.29: Mapas de asociación lineal entre el SOI (rezagado) y la precipitación con un promedio móvil de 6 meses. Sin rezago (arriba - izquierda), 1 mes de rezago (arriba - derecha), 2 meses de rezago (abajo - izquierda) y 3 meses de rezago (abajo - derecha). La zonas blancas corresponden a correlaciones estadísticamente no significativas

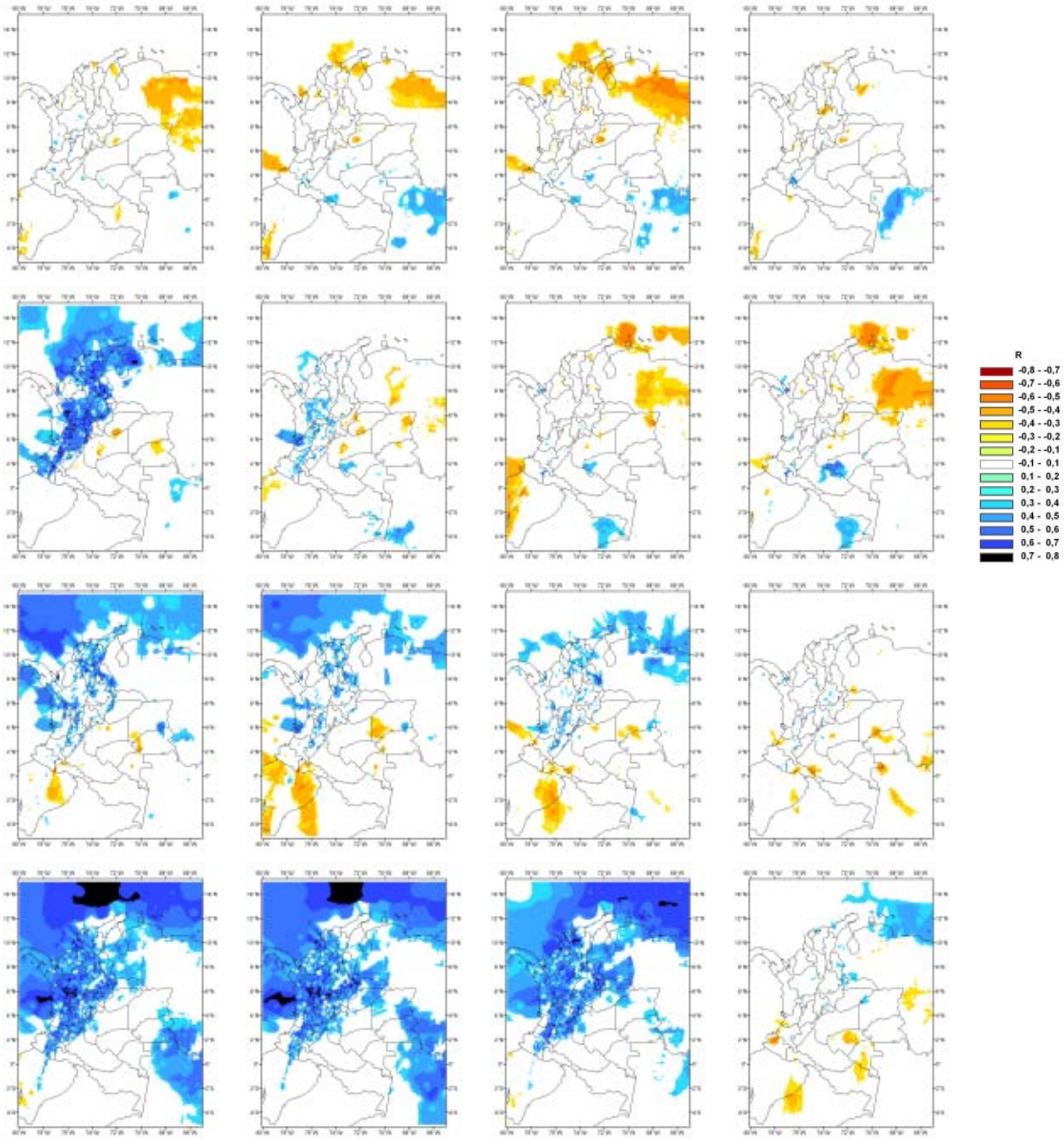

Figura 5.30: Mapas de asociación lineal estacional entre el SOI (rezagado) y la precipitación. Precipitación en MAM, JJA, SON y DEF en la primera, segunda, tercera y cuarta fila respectivamente. SOI en MAM, JJA, SON y DEF en la primera, segunda, tercera y cuarta columna respectivamente. La zonas blancas corresponden a correlaciones estadísticamente no significativas

son para MAM y un rezago de 3 trimestres, en el cual las correlaciones son negativas, para JJA y 1 mes de rezago, en el cual se observa un dipolo entre la zona Andina (correlaciones negativas) y la Orinoquía y Amazonía (correlaciones positivas). Todas estas observaciones ameritan ser investigadas en trabajos futuros.

5.8.3. QBO

Con la QBO se observan correlaciones muy bajas (figura 5.33) y aisladas para el análisis mes a mes. Sólo en el análisis estacional (figura 5.34) se observan correlaciones importantes en el trimestre MAM y para 1 y 2 trimestres de rezago, las cuales se dan principalmente en la región Andina, el noroccidente de Venezuela y el departamento de Vichada. Para este trimestre y rezagos estas correlaciones, las cuales son positivas, indican un favorecimiento de la precipitación en estas regiones y rezagos cuando esta variable macroclimática presenta anomalías positivas.

5.8.4. CHOCO

El índice local CHOCO, empleado con el fin de estimar el efecto del chorro del Chocó [Poveda, 1999] sobre la precipitación en la zona de estudio, se cuantificó como el producto entre el viento zonal y la humedad específica, ambos a 1000 mb sobre los 80° W y 5° N. El ciclo anual de la serie así construida fue removido vía una estandarización con base en la media y desviación estándar de cada mes.

Con este índice se obtienen correlaciones muy significativas a lo largo de los Andes y las regiones Caribe y Pacífica (figura 5.35). Las correlaciones más latas se dan para el análisis sin rezago, donde se observan valores hasta de 0.48. Para rezagos de 1, 2 y 3 meses la asociación lineal no decae drásticamente ya que se siguen observando correlaciones que pueden llegar hasta 0.35. Las correlaciones negativas con este índice se presenta generalmente en Perú y el Ecuador.

Para el análisis estacional (figura 5.36) las correlaciones son más altas y se presentan principalmente en las mismas regiones y sin rezago y para 1 trimestre de rezago. MAM es el trimestre que presenta las correlaciones más bajas y DEF es un trimestre particular en el cual se observa una alto grado de asociación lineal entre la precipitación y este índice, con correlaciones importantes en casi toda la región Andina, alcanzando valores cercanos a 0.8 en el occidente del departamento antioquieño. Cuando se tiene rezago en el índice y la precipitación es la correspondiente al trimestre DEF, la predicibilidad de la precipitación en las zonas donde sin rezago se observan correlaciones muy altas es mínima, ya que la correlación decae drásticamente. En el norte de Perú se observan correlaciones negativas muy importantes solo en DEF y para 2 trimestres de rezago.

5.8.5. Trabajo futuro

La IM es una estructura probabilística que mide la dependencia global entre dos variables en términos de la información almacenada en una variable acerca de la otra. Por lo tanto, representa una apropiada herramienta en la investigación de la dependencia no lineal, debido a su habilidad en describir completamente la dependencia (lineal y no lineal) característica de los procesos [Molini et al., 2006]. La información mutua es un concepto proveniente de la teoría de la información que ha sido empleada tanto en las ciencias meteorológicas e hidrológicas [Porporato y Ridolfi, 2003] para diferentes fines y que ha sido raramente aplicada como una pura

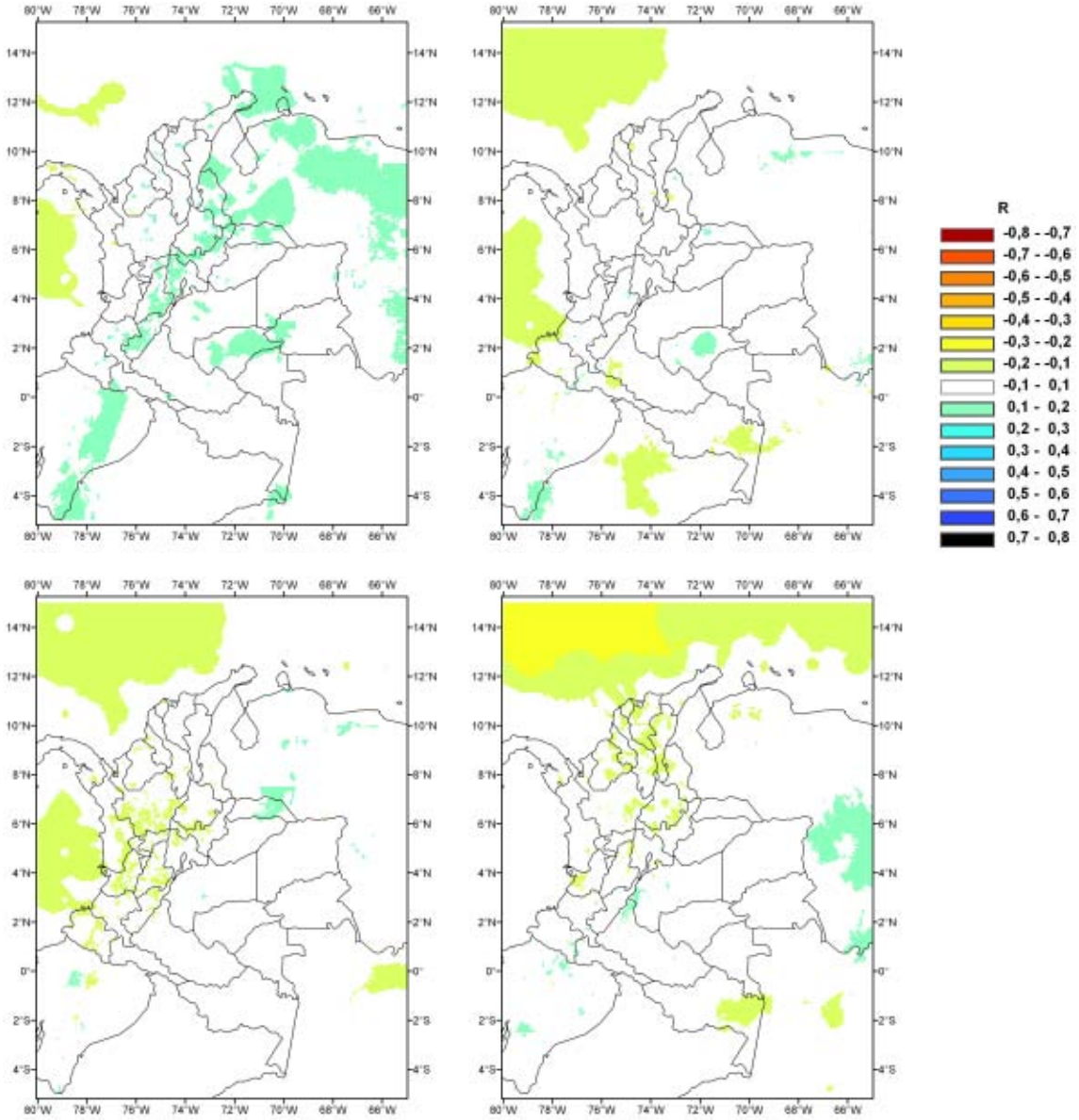

Figura 5.31: Mapas de asociación lineal entre la NAO (rezagado) y la precipitación. Sin rezago (arriba - izquierda), 1 mes de rezago (arriba - derecha), 2 meses de rezago (abajo - izquierda) y 3 meses de rezago (abajo - derecha). La zonas blancas corresponden a correlaciones estadísticamente no significativas

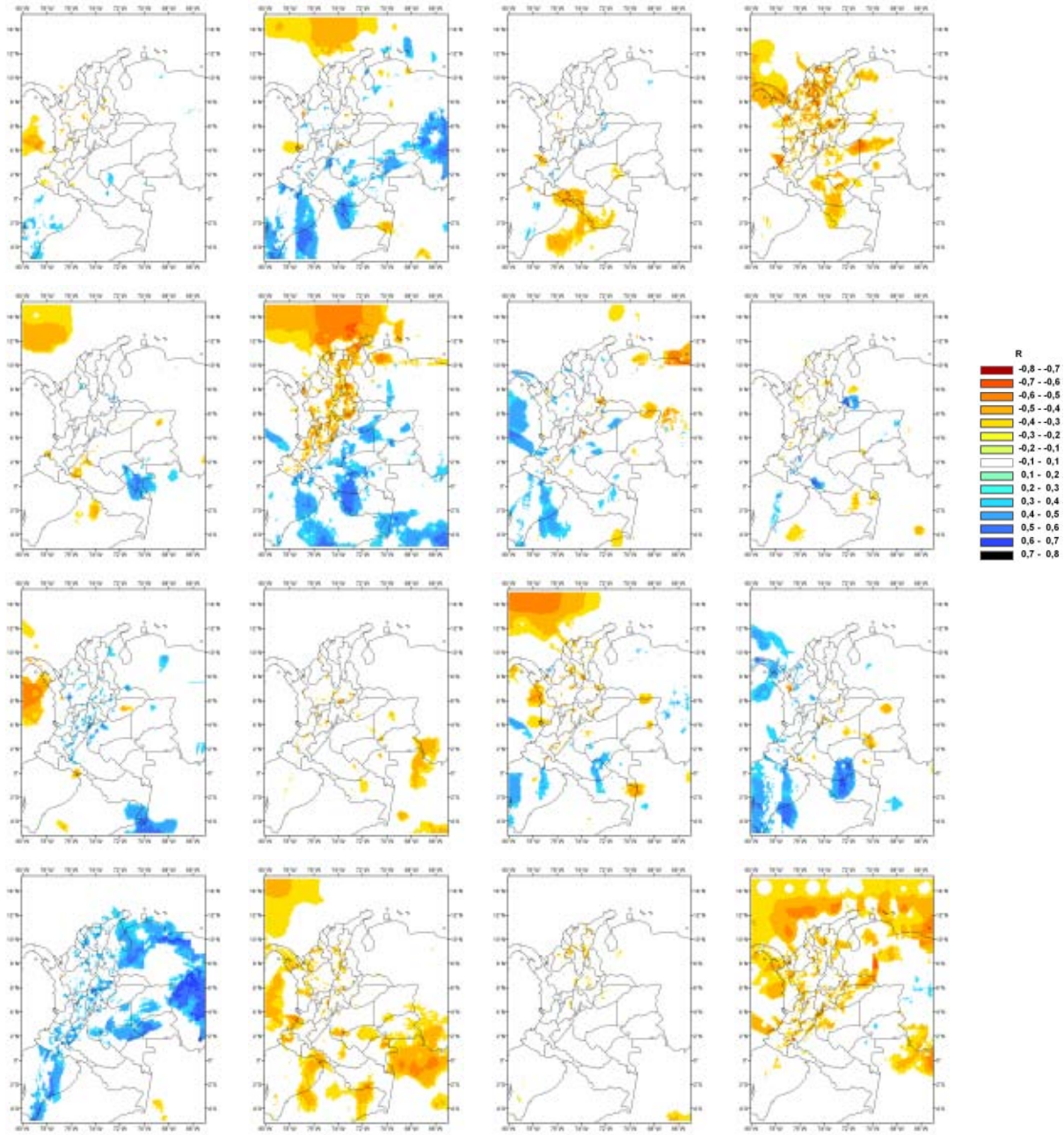

Figura 5.32: Mapas de asociación lineal estacional entre la NAO (rezagado) y la precipitación. Precipitación en MAM, JJA, SON y DEF en la primera, segunda, tercera y cuarta fila respectivamente. NAO en MAM, JJA, SON y DEF en la primera, segunda, tercera y cuarta columna respectivamente. La zonas blancas corresponden a correlaciones estadísticamente no significativas

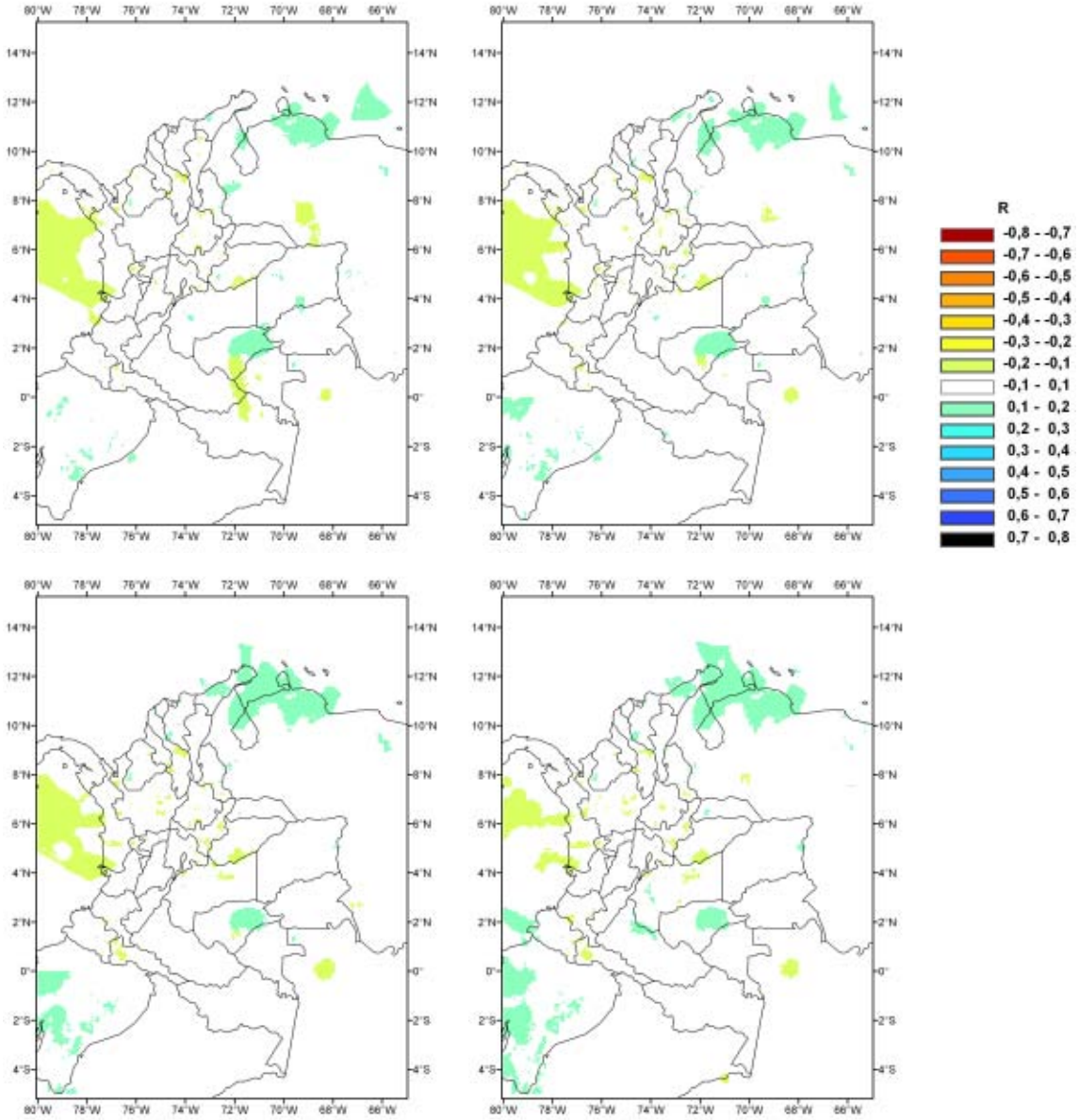

Figura 5.33: Mapas de asociación lineal entre la QBO (rezagado) y la precipitación. Sin rezago (arriba - izquierda), 1 mes de rezago (arriba - derecha), 2 meses de rezago (abajo - izquierda) y 3 meses de rezago (abajo - derecha). La zonas blancas corresponden a correlaciones estadísticamente no significativas

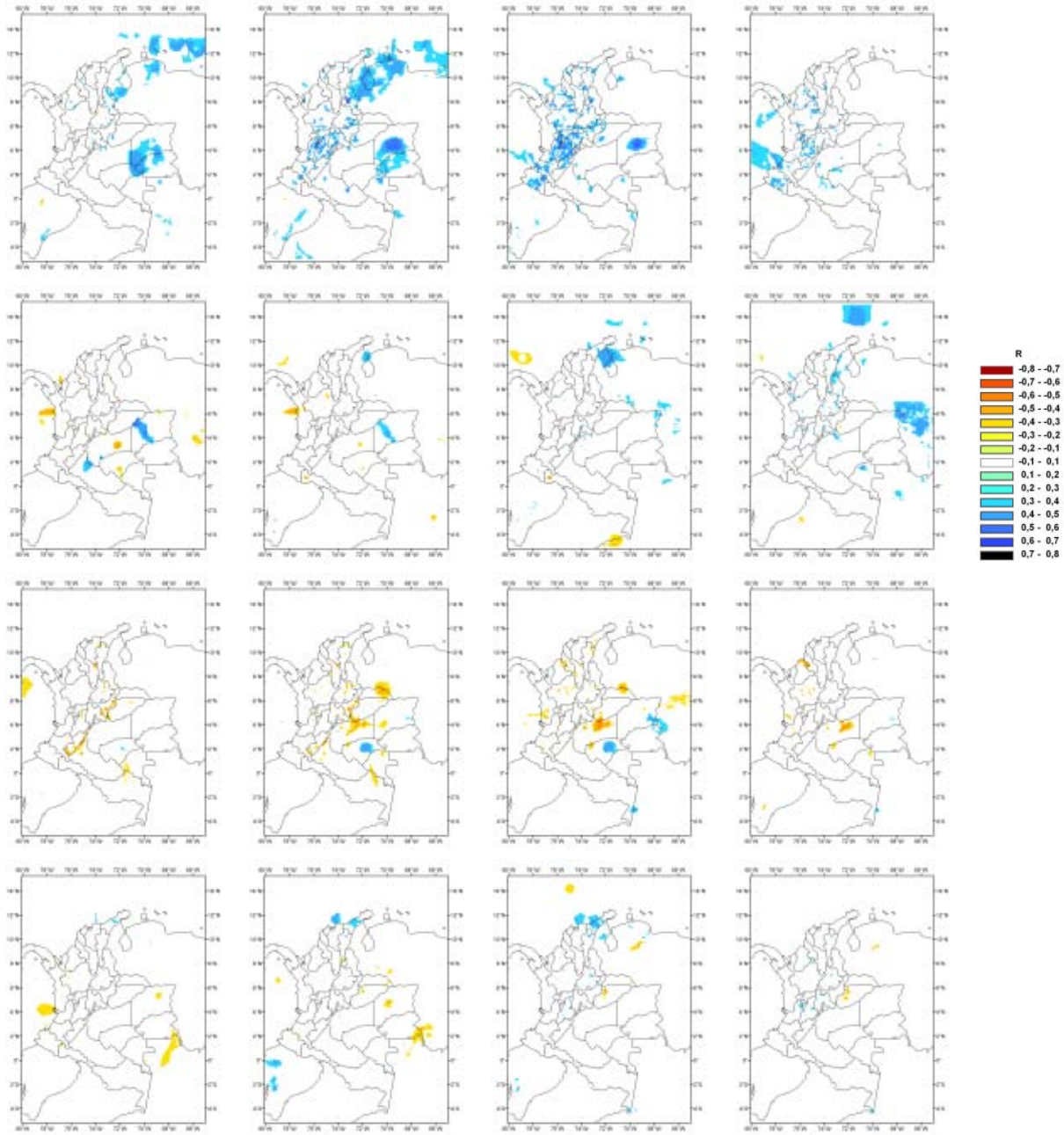

Figura 5.34: Mapas de asociación lineal estacional entre la QBO (rezagado) y la precipitación. Precipitación en MAM, JJA, SON y DEF en la primera, segunda, tercera y cuarta fila respectivamente. QBO en MAM, JJA, SON y DEF en la primera, segunda, tercera y cuarta columna respectivamente. La zonas blancas corresponden a correlaciones estadísticamente no significativas

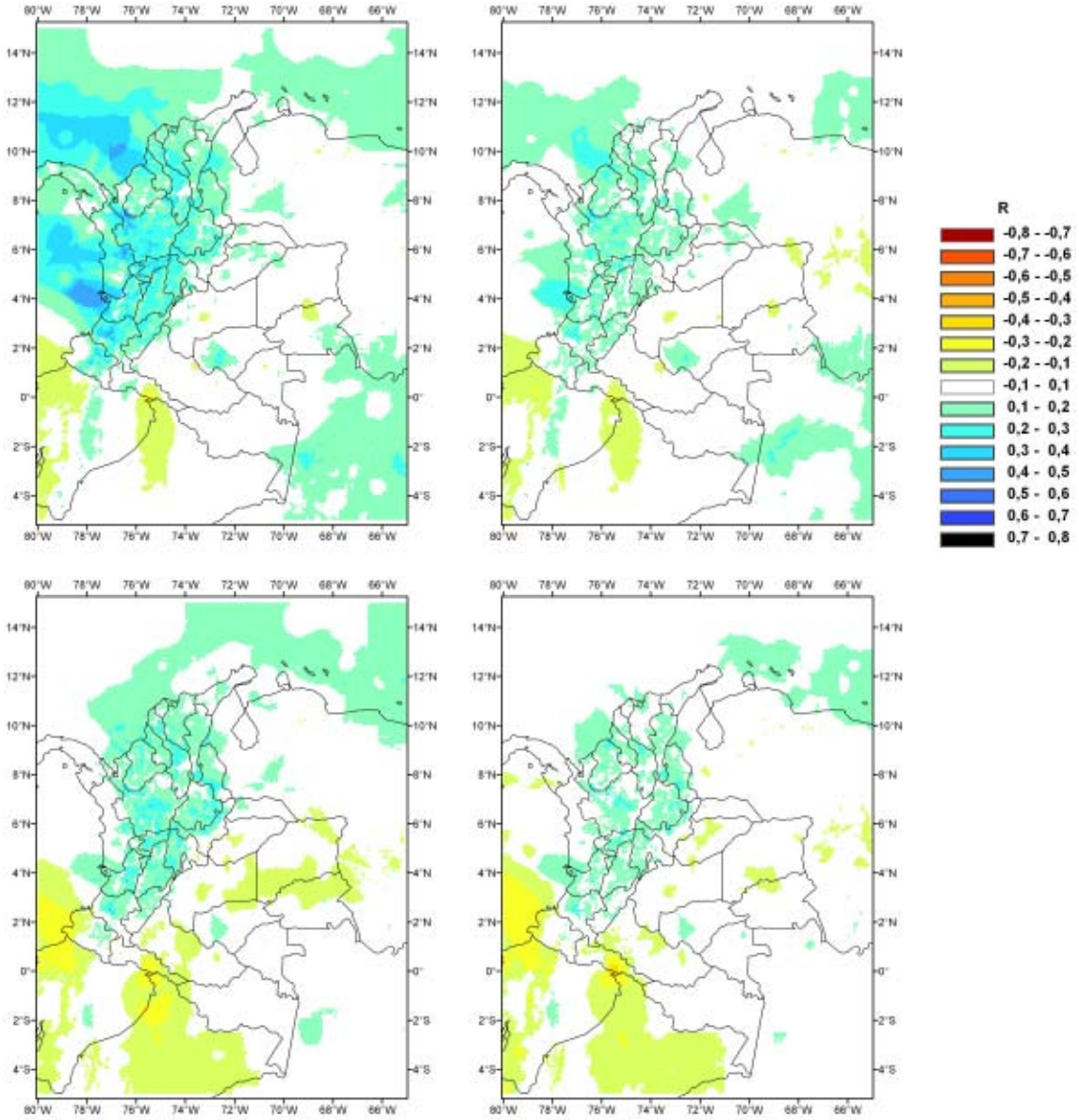

Figura 5.35: Mapas de asociación lineal entre CHOCO (rezagado) y la precipitación. Sin rezago (arriba - izquierda), 1 mes de rezago (arriba - derecha), 2 meses de rezago (abajo - izquierda) y 3 meses de rezago (abajo - derecha). La zonas blancas corresponden a correlaciones estadísticamente no significativas

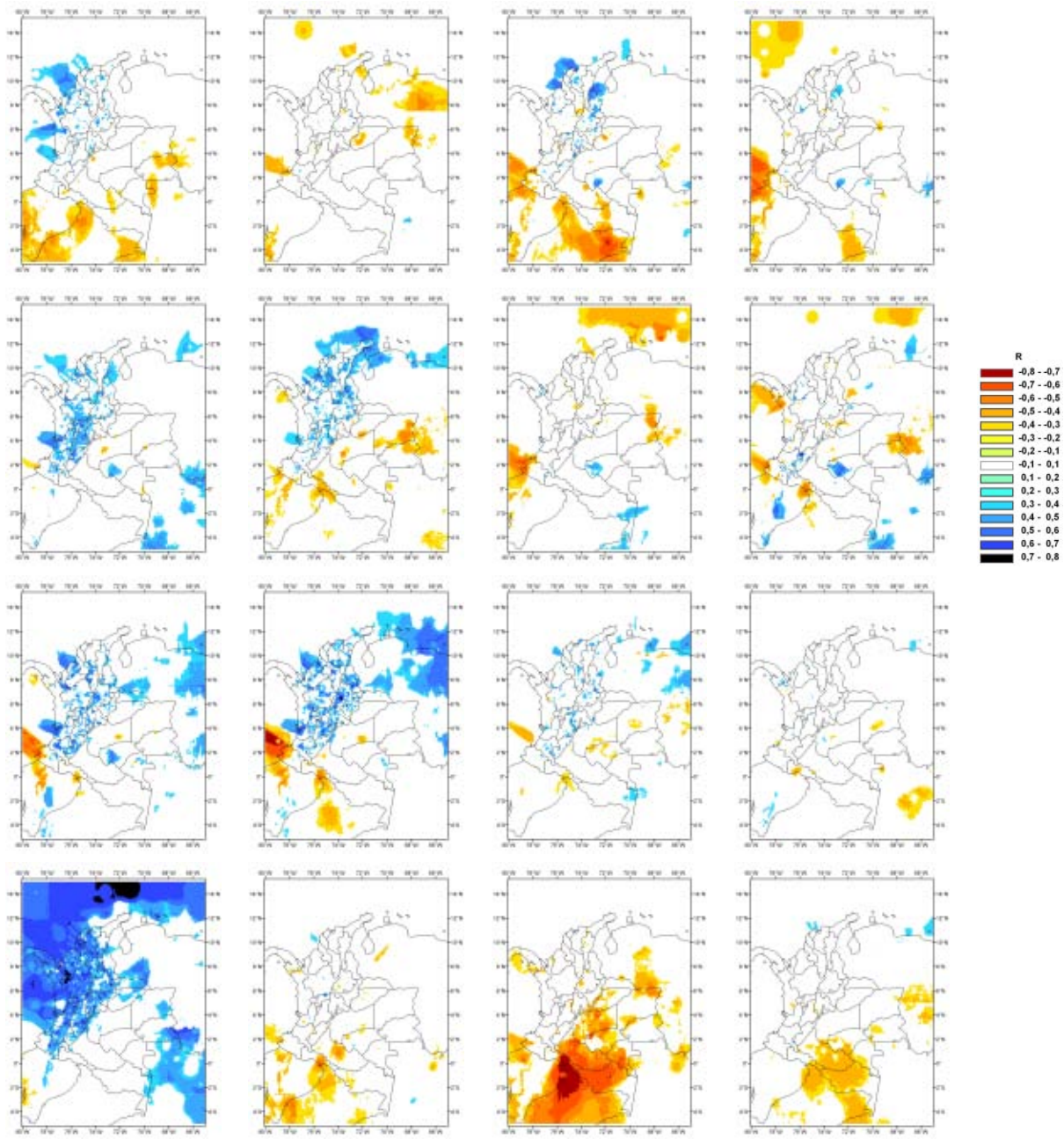

Figura 5.36: Mapas de asociación lineal estacional entre CHOCO (rezagado) y la precipitación. Precipitación en MAM, JJA, SON y DEF en la primera, segunda, tercera y cuarta fila respectivamente. CHOCO en MAM, JJA, SON y DEF en la primera, segunda, tercera y cuarta columna respectivamente. La zonas blancas corresponden a correlaciones estadísticamente no significativas

medida de la dependencia global [Harrold et al., 2001].

En el trabajo de Hurtado y Poveda (2009) se estudia la dependencia lineal (R) y global (IM) de la precipitación en el Valle de Aburrá, encontrando significativas diferencias entre los dos estadísticos, permitiendo un mejor entendimiento de los procesos hidrológicos y en particular de la precipitación. El estudio de los mapas de precipitación estimados en este trabajo debe de ser complementado con herramientas estadísticas como esta que permitan un mejor entendimiento de las variables hidrológicas y su relación con clima local y global.

Capítulo 6

Conclusiones

En este trabajo investigativo se propone y desarrolla una metodología para la reconstrucción de los campos mensuales de precipitación en el territorio colombiano, a una resolución espacial de 5 minutos de arco en el periodo 1975 - 2006, a partir de la integración de la información puntual y espacial disponible. La estimación de estos mapas históricos permite avanzar en el entendimiento de esta variable del ciclo hidrológico y en general de la distribución espacio temporal del recurso hídrico en el territorio nacional.

Los logros o resultado más relevantes de este trabajo se enumeran a continuación:

- Se recopilaron 2270 estaciones puntuales dentro de la zona de estudio, bases de datos mensuales de mapas distribuidos de temperatura de brillo (GOES) y de precipitación proveniente de mediciones satelitales y estudios de reanálisis, un MDT y mapas promedios multianuales desarrollados en estudios anteriores entre otros.

- En total se estudiaron 11 base de datos mensuales de mapas distribuidos, comparando vía correlación simple con toda la información puntual disponible y determinando si los patrones característicos de cada base de datos corresponden a la variabilidad espacio temporal de la precipitación en Colombia. Para las 4 base de datos seleccionadas (NCEP, GPCP, GOES y TRMM) se construyeron mapas distribuidos para la pendiente e intercepto, obtenidos en el análisis de correlación, empleando kriging ordinario a la resolución definida en este estudio, los cuales permiten la estimación de la precipitación en determinado pixel en función de las bases de datos espaciales.

- Con base en el MDT se estudiaron las relaciones entre la topografía y la precipitación, lo cual permitió discretizar toda la zona de estudio en regiones de características similares. La zona fue discretizada principalmente en la región andina, en la cual se definieron regiones según la vertiente de cada cordillera, los valles principales (Cauca y Magdalena) y las diferencias latitudinales con el fin de considerar el efecto sobre la distribución temporal de la precipitación, del paso de la ZCIT.

- Se desarrolló un modelo de interpolación empleando la información puntual y la topografía, partiendo de las hipótesis y metodología originales del modelo PRISM, la cual consiste en considerar el efecto topográfico como el principal factor para explicar la variabilidad espacial de la precipitación. La modificaciones implementadas consisten básicamente en representar adecuadamente el óptimo pluviográfico, la variabilidad interestacional y las cantidades de agua precipitada según la información puntual. Este modelo también permitió la estimación de los campos mensuales de precipitación, obteniendo mejores resultados que con la metodología empleada con las bases de datos.

- Para los mapas mensuales estimados con cada base de datos y con el modelo PRISM, se construyeron mapas para la varianza del error, lo cuales representan una medida de la incertidumbre y permiten la integración óptima de todos los mapas estimados. Estos mapas fueron calculados con base en la información puntual y empleando el IDW como método de interpolación. Para los mapas estimados con el PRISM, además de este procedimiento, se implementó una metodología para evaluar la calidad del modelo propuesto y se estimaron los campos para la varianza del error con base en un modelo de variación lineal con efecto pepita aplicado a la metodología expuesta para los campos correspondientes a las bases de datos.

- Con base en la estimación de los mapas mensuales de precipitación para cada base de datos y para el modelo PRISM, y los correspondientes campos de la varianza del error, se obtuvo la versión final de mapas mediante una integración óptima de los mismos, además de los correspondientes campos de incertidumbre.

- Los mapas medios multianuales estimados y comparados con los obtenidos en estudios anteriores presentan las principales características de la distribución espacial y temporal de la precipitación en Colombia, además, contando con un mejor detalle gracias a una mayor disponibilidad y uso de información puntual y espacial no considerada en estudios previos. La serie de mapas estimados es una gran componente para conformar las bases de un MHN, en el cual los campos distribuidos de precipitación son de gran importancia para el entendimiento de la variación espacio temporal del recurso hídrico en el país y por ende una herramienta necesaria para la gestión del mismo.

- Se caracterizó el ciclo anual en toda la zona de estudio por medio de la definición de 73 regiones y describiendo en cada una las variaciones a lo largo del año. Se elaboraron perfiles topográficos y de precipitación verificando la presencia de los óptimos pluviográficos y su variación espacial y temporal a lo largo del año.

- Las modificaciones implementadas al modelo PRISM permitieron reconstruir los campos históricos de precipitación obteniendo resultados muy coherentes, considerando la topografía como un factor fundamental para explicar la variabilidad de la precipitación en Colombia.

- Por medio de un análisis de homogeneidad empleando la prueba de cambio en la media de Mann - Whitney y la prueba t simple para tendencia, se muestran evidencias de aumento en la precipitación principalmente en las regiones pacífica, de la orinoquía y la cuenca amazónica. En la mayor parte región andina no se presentan cambios ni tendencias en la media y en los casos en que se presenta tendencia no es fácil generalizar si se trata de un aumento o disminución de la precipitación en el periodo de tiempo analizado.

- Se estudió la relación entre la precipitación y diferentes índices macroclimáticos vía el coeficiente de correlación, estimando la asociación de tipo lineal de la precipitación en Colombia con variables macroclimáticas e índices locales, con lo cual se encontraron evidencias sobre el grado de asociación de tipo no lineal entre la precipitación y todas los índices empleados.

- De los índices macroclimáticos estudiados, SOI es el que presenta correlaciones más significativas, sugiriendo que el ENSO es una de las componentes climáticas de mayor influencia sobre la variabilidad espacial y temporal en gran parte de la zona de estudio. El efecto del ENSO también se observa en los resultados obtenidos del análisis espectral, en el cual la

frecuencia asociada a este fenómeno climático explica la mayor parte de la variabilidad de la precipitación en la escala interanual.

- La cordillera de los Andes es la característica geográfica de mayor efecto sobre la precipitación en Colombia. Gracias a la presencia de este sistema y a su interacción con las diversas fuentes de humedad, la presencia de óptimos pluviográfico representa una característica muy particular que impone gran variabilidad al sistema. La cordillera de los andes también actúa como una gran barrera climática, al delimitar el efecto que sobre la precipitación tine las diversas variables macroclimáticas estudiadas. Los dipolos encontrados en las FOE también representan una clara evidencia del papel de la cordillera en la variabilidad espacial de la precipitación.

- Este trabajo investigativo hace parte del esfuerzo por entender la hidrología de Colombia, de vital importancia para la gestión del recuso hídrico. La bases de datos resultante, que corresponde a 32 años con información de precipitación mensual en todo el país, junto con los análisis y conclusiones obtenidas se convierten en una importante fuente de consulta. Sin embargo para trabajos de consultoría, se debe tener en cuenta que las series de lluvia reconstruida deben ser consideradas como información complementaria útil para obtener estimaciones hidrológicas preliminares, lo cual se debe principalmente a la escala de trabajo y a que en proyectos puntuales se tiene la posibilidad de hacer estudio hidrológico detallado.

6.1. Trabajo futuro

"Reconstrucción histórica de los caudales mensuales a lo largo de la red de drenaje de Colombia" [Roldán, 2009] es el primer trabajo en el cual los mapas mensuales de precipitación estimados en esta investigación son empleados, en este caso para estimar los caudales mensuales en cualquier punto de la red hidrográfica de Colombia implementando un modelo distribuido de balance de agua, lo cual permitió la reconstrucción de las principales variables del ciclo hidrológico. Este trabajo permitió una mejora continua de los mapas de precipitación a través de una evaluación de los mismo por medio de los resultados del modelo propuesto en [Roldán, 2009].

La base de datos de precipitación estimada en este trabajo se convierte en una importante fuente de consulta y abre las puertas para futuros trabajos de investigación relacionados con el entendimiento de la hidrología colombiana.

Con el fin de estudiar con mayor detalle los campos mensuales de precipitación estimados en este estudio, así como de mejorar los mismos, se presentan las siguientes recomendaciones:

- Estudiar en detalle la variabilidad espacio temporal de la precipitación, la fase y amplitud de los ciclos anual y semianual, y realizar un carcacterización de regiones por medio de una análisis de conglomeración (cluster analysis), el cual permita una zonificación del país en términos de la distribución espacio temporal de la precipitación.

- Realizar un análisis más completo empleando diversas herramientas estadísticas para determinar el efecto que sobre la precipitación en Colombia, tienten las diferentes componentes climáticas principalmente el ENSO, con el fin de avanzar en el entendimiento de la distribución de la precipitación y de las componentes necesarias para la predicción de la misma.

- Emplear las diferentes herramientas estadísticas aplicadas sobre campos distribuidos que permitan una mejor caracterización de la precipitación y la identificación de señales espectrales asociadas a diferentes condicionantes climáticos.

- Realizar un análisis de homogeneidad detallado, en el cual se empleen varias pruebas de independencia y cambios y tendencias en la media y varianza, y que permitan diagnosticar en cierta medida los efectos del cambio climático sobre el recurso hídrico en Colombia.

- Analizar con mayor detalle las relaciones de la precipitación con la altitud, la distribución de los óptimos pluviográficos y demás características que permitan avanzar en el entendimiento de la dinámica tropical.

- Implementar la metodología propuesta incorporando más información puntual cuando esta este disponible, así como bases de datos espaciales a mejores resoluciones. Además, proponer algoritmos dinámicos para la integración de la información, más eficientes, y que permitan la estimación de los campos de precipitación a una mejor resolución espacial así como su continua actualización.

- Los valores de precipitación en determinado pixel se desagregaron espacialmente vía interpolación de los parámetros resultantes (pendiente e intercepto) de regresiones lineales con series puntuales de lluvia. Ya que el valor satelital representa la precipitación en una región determinada por el tamaño del pixel, otra metodología consiste en la agregación de las estaciones puntuales de lluvia localizadas dentro de un pixel y la determinación de las correlaciones de la lluvia agregada con la base de datos satelital (correlación agregada). Con esta metodología se complementa la valoración de las bases de datos satelitales. El proceso posterior de desagregación de los valores espaciales debe garantizar que se conserva la correlación agregada en cada pixel.

- Las regresiones lineales obtenidas entre las series correspondientes a bases de datos satelitales y estaciones puntuales fueron estimadas incluyendo el ciclo anual en las mismas. Esta metodología sobrevalora el ciclo anual y le subestima la importancia de la variabilidad interanual. Un procedimiento más elaborado consiste en obtener correlaciones y ecuaciones de interpolación lineales para el ciclo anual (como se realizó en este estudio) y para las series mensuales luego de remover el ciclo anual. Finalmente la precipitación de un pixel para un mes determinado será el correspondiente por el ciclo anual más la anomalía estimada luego de remover el ciclo anual.

- La metodología propuesta para la estimación de los campos de incertidumbre se basó en comparar los valores estimados con los observados en cada una de las estaciones puntuales disponibles, construyendo de esta manera campos distribuidos para la varianza del error. El cálculo de los campos de incertidumbre es uno de los aspectos que más se debe profundizar en trabajos posteriores por medio de una definición más precisa de todas las fuentes de error que intervienen en el proceso de estimación y aplicando las leyes de propagación de los errores.

Bibliografía

[Adler et al., 2003] Adler, R.F., G.J. Huffman, A. Chang, R. Ferraro, P. Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, D. Bolvin, A. Gruber, J. Susskind, and P. Arkin, 2003. The Version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-Present). J. Hydrometeor., 4,1147-1167. www.cdc.noaa.gov/cdc/data.gpcp.html

[Álvarez, 2007] Álvarez, O.D., 2007. Cuantificación de la incertidumbre en la estimación de campos hidrológicos. Aplicación al balance hidrológico a largo plazo. Tesis de maestría. Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia sede Medellín. p. 217.

[AMVA, 2008] Área Metropolitana del Valle de Aburrá, 2008. Diseño y puesta en marcha de la la red de monitoreo ambiental en la cuenca hidrográfica del río Aburrá en jurisdiccion del Área Metropolitana del Valle de Aburrá. UPB, UDEA, UNAL, UDEM.

[Arias, 2005] Arias, P.A., 2005. Diagnostico y predicción de la variabilidad intra-anual de la hidrología colombiana. Tesis de Maestría en Ingeniería - Recursos Hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia sede Medellín.

[Arkin, 1979 en Arkin y Meisner, 1986] Arkin, P.A., 1979. The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-scale array. Mon. Wea. Rev., 107, 1382-1387.

[Arkin y Meisner, 1986] Arkin, P.A. y Meisner, B.N., 1986. The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982-84. Climate Analysis Center, National Meteorological Center, NMC/NWS/NOAA, Washington, DC 20233.

[Armstrong y Jabin, 1981] Armstrong, M. y Jabin, R., 1981. Variogramas models must be positive-definite. Mathematical Geology 13(5), p. 455-459.

[Arnett y Steadman, 1970] Armett, A. B. y Steadman C.R., 1970. Low-level wind flow over eastern Panama and norhwestern Colombia. ESSA Technical Memorandum ERLTM-ARL 26, U.S. Department of Commerce, Environmental Science Services Administration Research Laboratories, Air Resources Lab. Silver Spring. Mryland. 73 pp.

[Bjerknes, 1969] Bjerknes, J., 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, Mon. Weather. Rev. 97. p. 163-172.

[Cassiraga, 1999] Cassiraga, E.F, 1999. Incorporación de información blanda para la cuantificación de la incertidumbre: Aplicación a la hidrogeología. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Valencia.

[Christakos, 1984] Christakos, G., 1984. On the problem of permissible covariance and variogram models. Water Resources Reserach 20(2), p. 251-265.

[Colombia, 1985] Colombia - Departamento Nacional de Planeación - DNP, 1985. Estudio Nacional de Aguas (mapas). Bogotá.

[Cuartas y Poveda, 2002] Cuartas, L. A. y Poveda, G., 2002. Balance atmosférico de humedad y estimación de la precipitación reciclada en Colombia según el Reanálisis NCEP/NCAR. Meteorología Colombiana, 5: 49-57.

[Daly et al., 1994] Daly, C., Neilson, R.P., Phillips, D.L., 1994. A statistical - Topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain. Journal of applied meteorology, vol. 33, p. 140-158.

[Emanuel, 1994] Emanuel, K.A., 1978. Atmospheric Convection. Oxford University Press. New York. 580 p.

[EMGESA - UNALMED, 2007] EMGESA - Universidad Nacional de Colombia sede Medellín, 2007. Reconstrucción de las series mensuales de caudal natural para la cuenca del Río Bogotá.

[Gómez, 1998] Gómez, L.H., 1998. Análisis de la variabilidad espacio temporal de la precipitación en Colombia. Tesis de maestría. Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia sede Medellín.

[Goovaerts, 1997] Goovaerts, P., 1997. Geostatistics for natural resources evaluation. Oxford University Press. Applied Geostatistics Series. New York, NY.

[Harrold et al., 2001] Harrold, T.I., Sharma, A., Sheather, S., 2001. Selection of a kernel bandwidth for measuring dependence in hydrologic time series using the mutual information criterion. Stochastic Environ. Res. Risk Assess. 15, 310-324.

[Hastenrath, 1991] Hastenrath, S., 1991. Climate Dynamics of the Tropics. Kluwer, Dordrecht, 488 pp.

[Henao y Quiroz, 1998] Henao, H.A. y Quiroz, J.E., 1998. Métodos para la interpolación de variables hidrológicas. Aplicación al balance hidrológico de Colombia. Trabajo Dirigido de Grado. Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín.

[Holton, 1992] Holton, J.R., 1992. An Introduction to Dynamic Meteorology. Academic Press, New York, 507 p.

[Hoyos, 1999] Hoyos, C.D., 1999. Algunas Aplicaciones de la Transformada de Fourier y la Descomoposición en Onditas a Señales Hidrológicas y Sísmicas. Trabajo Dirigido de Grado. Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín.

[Houze, 2004] Houze,R.A., Jr., 2004. Mesoscale convective systems, Reviews of Geophysics, 42, RG 4003, 1-43.

[Hurtado y Poveda, 2009] Hurtado, A.F., Poveda G., 2009. Linear and global space-time dependence and Taylor hypotheses for rainfall in the tropical Andes. Journal of Geophysical Research - Atmospheres. doi:10.1029/2008JD011074, in press.

[Hsu et al., 1997] Hsu, K., X. Gao, S. Sorooshian, and H.V. Gupta, 1997. Precipitation estimation from remotely sensed information using artificial neural networks, Journal of Applied Meteorology, Vol. 36, pp.1176-1190.

[Hsu et al., 1999] Hsu, K., H.V. Gupta, X. Gao, S. Sorooshian., 1999. Estimation of Physical Variables from Multi- Channel Remotely Sensed Imagery Using a Neural Network: Application to Rainfall Estimation. Water Resources Research, 35(5), 1605-1618.

[Isaaks y Srivastava, 1989] Isaaks, E.H. y Srivastava, R.M., 1989. Applied geostatistics. Oxford University Press. Applied Geostatistics Series. New York, NY.

[Janowiak y Xie, 1999] Janowiak, J. E. y P. Xie, 1999. CAMS_OPI: A Global Satellite-Rain Gauge Merged Product for Real-Time Precipitation Monitoring Applications. J. Climate, vol. 12, 3335-3342. ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/precip/data-req/cams_opi_v0208

[Jaramillo y Chaves, 2000] Jaramillo, R.A., Chaves, C.B., 2000. Distribución de la precipitación en Colombia analizada mediante conglomeración estadística. Cenicafé 51(2): 102-113.

[Kalnay et al., 1996] Kalnay et al., 1996.The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 437-470. www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.html

[Lehner et al., 2006] Lehner, B., Verdin, K. y Jarvis, A., 2006. HydroSHEDS. Technical Documentation. Versión 1.0. World Wildlife Fund US, Washington, DC. http://hydrosheds.cr.usgs.gov

[Mapes et al., 2003] Mapes, B.E., Warner, T.T., Xu, M. and Negri, A.J., 2003. Diurnal Patterns of Rainfall in Northwestern South America. Part I: Observations and Context. Monthly Weather Review, 131, 799-812.

[Martínez, 1993] Martínez, M.T., 1993. Principales sistemas sinópticos en Colombia y su influencia en el comportamiento del tiempo. Atmósfera, 16, 1-10.

[Meisner y Arkin, 1987] Meisner B.N. y Arkin, P. A., 1987. Spatial and annual variations in the diurnal cycle of large-scale tropical convective clouds and precipitation. Mon. Wea. Rev. 115, 2009-2032.

[Mejía y Poveda, 2003] Mefía, J.F. y Poveda, G., 2003. Diagnóstico de la precipitación sobre Colombia y el Pacífico oriental durante 1998 mediantes datos satelitales de la Misión TRMM. Parte I: Clasificación de sistemas convectivos de mesoescala y Parte III: Ambientes atmosféricos de sistemas convectivos de mesoescala.

[Mejía et al., 1999] Mejía, F., Mesa, O., Poveda, P., Vélez, J., Hoyos, C., Mantilla, R., Barco, J., Cuartas, A., Montoya, M., y Botero, B., 1999. Distribución Espacial y Ciclos Anual y Semianual de la Precipitación en Colombia. DYNA, No. 127, 7-24, Agosto.

[Mesa et al., 1997] Mesa, O.J., Poveda, G. y Carvajal, L.F, 1997. Introducción al Clima de Colombia. Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín.

[Mesinger et al., 2004] Mesinger F. et al., submitted to BAMS, 2004. NORTH AMERICAN REGIONAL REANÁLISIS: A long-term, consistent, high-resolution climate dataset for the North American domain, as a major improvement upon the earlier global reanalysis datasets in both resolution and accuracy. www.cdc.noaa.gov/cdc/data.narr.html

[Molini et al., 2006] Molini, A., Barbera, P., Lanza L.G., 2006. Correlation patterns and information flows in rainfall fields. Journal of Hydrology.

[NASA, 2007] NASA - NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION. GODDARD SPACE FLIGHT CENTER, 2007. Tropical Rainfall Measuring Mission Science Data and Information System. Interface Control Specification Between the TSDIS and the TSDIS Science User (TSU), Volume 4; File Specifications for TRMM Products - Levels 2 and 3. http://disc.gsfc.nasa.gov/data/datapool/TRMM_DP/01_Data_Products/02_Gridded/07_Monthly_Other_Data_Source_3B_43/

[NOAA (1)] NOAA (1) /National Weather Service. National Centers for Environmental Prediction. Climate Prediction Center. Goes Precipitation Index (GPI). www.cpc.ncep.noaa.gov/products/global_precip/html/wpage.gpi.shtml

[NOAA (2)] NOAA (2) /National Weather Service. National Centers for Environmental Prediction. Climate Prediction Center. Anal. Scheme: Modified Cressman (1959) Scheme (Glahn et al. 1985; Charba et al. 1992). www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/realtime/GIS/retro.shtml

[Oster, 1979] Oster, R., 1979. Las precipitaciones de Colombia. Colombia Geográfica, VI (2), p. 147. Instituto Geográfico Agustín Codazi.

[Peixoto y Oort, 1992] Peixoto, J. y Oort, A., 1992. Physics of Climate. American Institute of Physics, New York, 520 pp.

[Porporato y Ridolfi, 2003] Porporato, A., Ridolfi, L., 2003. Detecting determinism and nonlinearity in river-flow time series. Hydrological Sci. J. 48 (5), 763-780.

[Poveda] Poveda, G. El recurso agua global - El fenomeno El Niño\Oscilación del Sur y su influencia sobre el clima de Colombia - El cambio climático global y en Colombia. Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín.

[Poveda, 1998] Poveda, G., 1998. Retroalimentación dinámica entre el fenómeno ENSO y la hidrología de Colombia. Tesis Ph.D., Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín.

[Poveda, 1999] Poveda, G., 1999. La corriente de chorro superficial del oeste ("del CHOCÓ") y otras dos corrientes de chorro atmosféricas sobre Colombia: Climatología y Variabilidad durante las fases del ENSO. Rev. Acad. Colomb. Cien., 23 (89): 517-528.

[Poveda, 2004a] Poveda, G., 2004. La hidroclimatología de Colombia: Una síntesis desde la escala inter-decadal hasta la escala diurna. Rev. Acad. Colomb. Cien., 28 (107): 201-222. ISSN: 0370-3908.

[Poveda, 2004b] Poveda, G., 1994. Lluvias en Colombia: Correlación con el clima del Océano Pacífico y Análisis de Funciones Ortogonales Empíricas. Memorias del XVI Congreso Latino-Americano de Hidráulica e Hidrología, IAHR, Santiago de Chile, 4, 93-105.

[Poveda y Jaramillo, 2000] Poveda, G. y Jaramillo, A., 2000. ENSO-related variability of river discharges and soil moisture in Colombia, Biospheric Aspects of the Hydrologic Cycle, IGBP, (8): 3-6.

[Poveda y Mesa, 1995] Poveda, G. y Mesa, O.J., 1995. The Relationship between ENSO and the hydrology of tropical South America. The case of Colombia. Proceedings of the Fifteenth Annual American Geophysical Union Hydrology Days, 227-236, Atherton, CA, USA, Hydrology Days Publications.

[Poveda y Mesa, 1996] Poveda, G. y Mesa, O.J., 1996. Las fases extremas del ENSO - El Niño y La Niña - y su influencia sobre la hidrología de Colombia. Revista de Ingeniería Hidráulica en México. Vol. XI, No. 1, 21-37.

[Poveda y Mesa, 1997] Poveda, G. y Mesa, O.J., 2000. On the existence of Lloró (the rainiest locality on Earth): Enhanced ocean-atmosphere-land interaction by a low-level jet. Geophysical Research Letters, Vol. 27, No. 11, 1675-1678.

[Poveda y Mesa, 1997] Poveda, G. y Mesa, O.J., 2000. Feedbacks between hydrological processes in tropical South America and large scale oceanic atmospheric phenomena. J. Climate, 10: 2690-2702.

[Poveda et al., 1998] Poveda, G., Gil, M.M. y Quiceno, N., 1998. El ciclo anual de la hidrología de Colombia en relación con el ENSO y la NAO. Bulletin de I'Institut Francais d'Études Andines, tomo 27, número 3. Ministerio de Relaciones Exterores de Francia, Lima, Perú. pp. 721-731.

[Poveda y Mesa, 1999] Poveda, G. y Mesa, O.J., 1999. La corriente de chorro superficial del oeste (del CHOCO) y otras dos corrientes de chorro atmosféricas sobre Colombia: Climatología y variabilidad durante las fases de ENSO. Rev. Acad. Colomb. Cien., 23 (89): 514-528.

[Poveda et al., 2000] Poveda, G., Vélez, J.I. y Mesa, O.J., 2000. Atlas hidrológico de Colombia. Unidad de Planeación Minero - Energética (UPME). Universidad Nacional de Colombia sede Medellín.

[Poveda et al., 2001] Poveda, G., Gil, M.M., Quiceno, N. y Mantilla, R., 2001. Seasonality in ENSO related precipitation, river discharges, soil moisture, and vegetation index (NDVI) in Colombia. Water Resources Research, 37 (8): 2169-2178.

[Poveda et al., 2001] Poveda, G., Rojas, W., Vélez, I.D., Quiñones, M., Mantilla, R.I., Ruiz, D., Zuluaga, J. y Rua, G., 2001. Coupling between annual and ENSO timescales in the malaria-climate association in Colombia. Environ. Health Persp., 109: 489-493.

[Poveda et al., 2003] Poveda, G., Mesa, O.J., Agudelo, P.A., Álvarez., J.F., Arias, P.A., Mejía, J.F., Moreno, H.A., Salazar, L.F., Toro, V.G. y Vieira, S.A., 2003. Diafnóstico Cuantitativo del Ciclo Diurno de la Precipitación en Colombia Mediante Información Satelital y en Tierra. Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín.

[Poveda et al., 2005] Poveda, G., Mesa, O.J., Arias, P.A., Salazar, L.F., Moreno, H., Vieira, S.C., Agudelo, P.A., Toro, V.G., and Álvarez, J.F., 2005. Diurnal cycle of precipitation in the tropical Andes of Colombia. Monthly Weather Review, Vol. 133, No.1, 228-240.

[Poveda et al., 2006] Poveda, G., Waylen, P.R. y Pulwarty, R., 2006. Modern climate variability in northern South America and southern Mesoamerica, Palaeogeography, Palaeoclimatology, & Palaeoecology. 234, 3-27.

[Poveda et al., 2007a] Poveda, G., Mesa, O.J., Vélez, J.I., Mantilla, R.I., Ramírez, J.M., Hernández, O.O., Borja, A.F. y Urzola, J.A., 2007. HidroSIG: an interactive digital atlas of Colombia's hydroclimatology. Journal of Hydroinformatics 9(2), pp 145-156.

[Poveda et al., 2007b] Poveda, G., Vélez, J.I., Mesa, O.J., Cuartas, A., Barco J., Mantilla, R.I., Mejía J.F., Hoyos, C. D., Ramírez, J.M., Ceballos, L.I., Zuluaga, M.D., Arias, P.A., Botero,

B.A., Montoya, M.I., Giraldo, J.D. y Quevedo, D.I. 2007. Linking Long-Term Water Balances and Statistical Scaling to Estimate River Flows along the Drainage Network of Colombia. Journal of Hydrologic Engineering. 10.1061/(ASCE)1084-0699(2007)12:1(4)

[PRISM GROUP, 1999] PRISM GROUP, 1999. PRISM Guide Book. PRISM Spatial Climate Layers. http://www.prism.oregonstate.edu/docs/index.phtml

[Rendón, 2001] Rendón, A. M., 2001. Influencia de tres corrientes de chorro sobre la hidrología Colombiana. Trabajo Dirigido de Grado. Universidad Nacional de Colombia sede Medellín.

[Riehl y Malkus, 1988] Riehl, H. y Malkus, J.S., 1958. On the heat balance in the equatorial trough zone. Geophysica, 6, 505-538.

[Rogers, 1988] Rogers, J. C., 1984. The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the northem hemisphere. Mon. Wea. Rev., 112, 1999-2015.

[Roldán et al., 2008] Roldán, E., Mesa, J.C. Y Poveda, G. 2008. Análisis de la variabilidad espacio temporal del NDVI en Colombia y en la cuenca Amazónica. VIII CONGRESO DE METEOROLOGIA Y CONFERENCIA INTERNACIONAL "Cambio Climático, Recursos Naturales y Desarrollo Sostenible".

[Roldán, 2009] Roldán, E., 2009. Reconstrucción histórica de los caudales mensuales a lo largo de la red de drenaje de Colombia. Tesis de maestría. Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia sede Medellín.

[Shannon, 1948] Shannon, C.E., 1948. A mathematical theory of communication. Bell Sys. Tech. J. 27, 379-423.

[Snow, 1976] Snow, J. W., 1976. The climate of northern South America. Climates of Central and South America (W. Schwerdtfeger, ed.), p. 295 - 403. Elsevier, Amsterdam.

[Trenberth, 1991] Trenberth, K.E., 1991. General characteristics of El Niño-Southem Oscillations. In: Teleconnection Linking Worldwide Climate Anomalies. M. Glantz, R. Katz and N. Nicholls (Eds.), Cambridge University Press, New York: 13-42.

[Trojer, 1959] Trojer, H., 1959. Fundamentos para una zonificación meteorológica y climatológica del trópico y especialmente de Colombia. Cenicafé, X (8), p. 287 - 371.

[University of Washington, 1995] University of Washington - Int Na Pesquisas Espaciais, Brasil, 1995. Patters and processes of charge in the Amazon River Basin. Disponible en Internet en www.boto.washington.edu/eos/index.htm.

[Uppala et al., 2005] Uppala, S.M., Kållberg, P.W., Simmons, A.J., Andrae, U., da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J.K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G.A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R.P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M.A., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Hólm, E., Hoskins, B.J., Isaksen, L., Janssen, P.A.E.M., Jenne, R., McNally, A.P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N.A., Saunders, R.W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K.E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., and Woollen, J., 2005. The ERA-40 re-analysis. Quart. J. R. Meteorol. Soc., 131, 2961-3012.doi:10.1256/qj.04.176. http://data.ecmwf.int/data/d/era40_mnth/

[Velasco y Frisch, 1987] Velasco, I. y Frisch, M., 1987. Mesoscale convective complexes in the Americas. J. Geoph. Res. 92, D8, 9591-9613.

[Vélez et al., 2000] Vélez, J.I., Poveda, G. y Mesa, O.J., 2000. Balances hidrológicos de Colombia. Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín.

[Weischet, 1969] Weischet, W., 169. Klimatologische Regeln zur Vertikalverteilung der Niederschläge in Tropengebirgen, Die Erde 100 Jg. H., 2-4, 287- 310.

[Willmott y Robeson, 1995] Willmott, C.J. y Robeson, S.M., 1995. Climatologically aided interpolation (CAI) of terrestrial air temperature. International Journal of Climatology, 15(2), 221-229. www.cdc.noaa.gov/cdc/data.UDel_AirT_Precip.html

[Xie y Arkin, 1997] Xie, P. y Arkin P.A., 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. Bull. Amer. Meteor. Soc., 78, 2539 - 2558. www.cdc.noaa.gov/cdc/data.cmap.html

[Zuluaga, 2005] Zuluaga, M.D. 2005. Diagnostico de sistemas convectivos de mesoescala sobre Colombia durante 1998 - 2002. Tesis de Maestría en Ingeniería - Recursos Hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia sede Medellín.