

RETROALIMENTACIÓN DINÁMICA ENTRE EL FENÓMENO
EL NIÑO-OSCILACIÓN DEL SUR Y LA HIDROLOGÍA DE COLOMBIA

GERMÁN POVEDA JARAMILLO

Ingeniero Civil, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia,
Medellín, Colombia, 1983

Magíster en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos,
Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia,
Medellín, Colombia, 1987

Master of Science in Engineering, University of California,
Davis, California, E.U.A., 1989

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de
DOCTOR EN INGENIERÍA EN APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS HIDRÁULICOS

Asesor: Oscar J. Mesa, Ph. D.

UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA
FACULTAD DE MINAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL
POSTGRADO EN APROVECHAMIENTO DE RECURSOS HIDRÁULICOS

Medellín, noviembre de 1998

Comité de Tesis Doctoral:

Dr. Oscar J. Mesa, Director

Dr. Vijay K. Gupta, University of Colorado, Boulder, E.U.A.

Dr. Cecile Penland, CIRES, University of Colorado, Boulder, E.U.A.

Dr. Stefan Hastenrath, University of Wisconsin, Madison, E.U.A.

Dr. Ricardo A. Smith Q., Universidad Nacional de Colombia, Medellín

Dr. Jorge E. Mejía L., Universidad Nacional de Colombia, Medellín

Para Clara, Irene y Daniel. Han sido la fuente de inspiración y el impulso permanentes. Por su apoyo, solidaridad, comprensión y paciencia.

Para mis padres, Fabiola y Gabriel, quienes me infundieron con generosidad el amor por la verdad y la búsqueda del conocimiento.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Oscar J. Mesa S. por su contribución para abrir este camino con sus ideas y por la asesoría brindada durante todo el trayecto.

A los Doctores Vijay K. Gupta, Cécile Penland, Stefan Hastenrath, Ricardo A. Smith y Jorge E. Mejía, quienes sirvieron como miembros del Comité de Tesis, por sus valiosos aportes y su apoyo permanente.

También quiero reconocer que este trabajo se enriqueció mucho a través de conversaciones con Peter Webster, Henry Diaz, Chester Ropelewsky, Kevin Trenberth, George Kiladis, Klaus Weickman, Patricio Aceituno, Eric A. Davidson, Reginald Newell, Peter R. Waylen, Nick Graham, William Rojas, Pedro Isaza y Paul Epstein.

Agradezco a mis colegas de la Unidad de Hidráulica y del Postgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos de la Facultad de Minas en la Universidad Nacional de Colombia, Medellín.

A COLCIENCIAS por el apoyo y la financiación brindados durante el desarrollo de mi trabajo Doctoral. Esta investigación fue realizada en parte en el Center for the Study of Earth from Space/Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences (CSES/CIRES) de la University of Colorado, Boulder, Colorado, Estados Unidos, por una gentil invitación del Dr. Vijay K. Gupta.

Un verdadero viaje de descubrimiento no es el de buscar nuevas tierras sino tener un ojo nuevo.

Marcel Proust

TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN.....	1.1
1.1 MOTIVACIÓN.....	1.1
1.2 ORGANIZACIÓN DEL TRABAJO	1.4
2. DINÁMICA DEL ENSO Y OTROS FENÓMENOS SOBRE SUR AMÉRICA TROPICAL	2.1
2.1 EL NIÑO-OSCILACIÓN DEL SUR	2.1
2.2 EFECTOS DEL ENSO SOBRE EL TRÓPICO SURAMERICANO	2.8
2.2.1 Radiación de Onda Larga Emergente	2.12
2.2.2 Presión Atmosférica Superficial	2.13
2.2.3 Advección de Humedad y Precipitación.....	2.14
2.2.4 Humedad del Suelo.....	2.15
2.2.5 Evapotranspiración	2.16
2.2.6 Temperatura Superficial y Calentamiento atmosférico	2.17
2.3 LA CORRIENTE DE CHORRO SUPERFICIAL DEL OESTE SOBRE EL PACIFICO COLOMBIANO (ACHORRO DEL CHOCÓ)	2.19
2.3.1 Recurvatura de los vientos Alisios: Trans-Ecuatoriales y Caribeños	2.2.1
2.3.2 Gradiente de Temperaturas Tierra-Océano sobre la costa Pacífica	2.22
2.3.3 Ascenso Orográfico en la Cordillera Occidental	2.23
2.3.4 Complejos Convectivos de Meso-escala	2.23
2.4 DOS CORRIENTES DE CHORRO DEL ESTE EN SURAMÉRICA TROPICAL: DE LOS 600-700 hPa Y SUPERFICIAL DE SAN ANDRÉS	2.25
2.5 DIAGNÓSTICO SEGÚN EL REANÁLISIS CLIMÁTICO DE NCEP/NCAR... ..	2.27
2.6 OSCILACIÓN DEL ATLÁNTICO NORTE (NAO)	2.34
2.7 ONDAS DEL ESTE Y HURACANES.....	2.35
2.8 OSCILACIÓN CUASI-BIENAL (QBO)	2.38
2.9 ALTA BOLIVIANA.....	2.40
2.10 OSCILACIÓN DE MADDEN-JULIAN	2.42
2.11 OSCILACIÓN SEMI-ANUAL	2.43
2.12 SUMARIO.....	2.43
3. VARIABILIDAD INTERANUAL DE LA HIDROLOGÍA MENSUAL	3.1
3.1 ANÁLISIS DE CORRELACIÓN.....	3.1
3.1.1 Análisis de correlación entre la variabilidad de la precipitación en Colombia e indicadores climáticos del Océano Pacífico	3.1
3.1.2 Mapas de correlación entre los registros de temperatura superficial de los Océanos Pacífico e Indico y los de precipitación de Colombia	3.4
3.1.3 Mapas de correlación entre los registros de temperatura superficial de los Océanos Pacífico e Índico y los de caudales medios de ríos Colombianos. .	3.4
3.1.4 Análisis de correlación entre Índice de Oscilación del Sur (SOI), el Índice de Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y los registros de caudales de Colombia-Influencia del ciclo anual	3.11

3.2 ANÁLISIS DE FUNCIONES ORTOGONALES EMPÍRICAS (FOE).....	3.16
3.2.1 Campo de lluvias mensuales en Colombia.....	3.17
3.2.2 Campo de caudales medios mensuales en Colombia	3.22
3.3 CUANTIFICACIÓN DE LAS ANOMALÍAS DE CAUDALES MEDIOS EN COLOMBIA DURANTE LAS FASES EXTREMAS DEL ENSO - HISTOGRAMAS DE FRECUENCIAS.....	3.26
4. DIAGNÓSTICO Y PREDICCIÓN HIDROLÓGICA MEDIANTE MODELACIÓN LINEAL INVERSA.....	4.1
4.1 DATOS EMPLEADOS.....	4.2
4.2 EL MODELO LINEAL INVERSO (MLI)	4.2
4.2.1 Descripción matemática.....	4.3
4.2.2 Receta numérica para el procedimiento de predicción.	4.6
4.3 DIAGNÓSTICO.....	4.7
4.4 PREDICCIÓN	4.9
5. RETROALIMENTACIÓN.....	5.1
5.1 INTERACCIÓN TIERRA-ATMÓSFERA	5.1
5.2 EL NIÑO Y EL CALENTAMIENTO DEL OCÉANO ATLÁNTICO.....	5.3
5.3 HIPÓTESIS DEL PUENTE INTEROCEÁNICO ATIERRA-ATMÓSFERA	5.4
6. EPIDEMIAS DE MALARIA Y DENGUE EN COLOMBIA ASOCIADAS A LA OCURRENCIA DE EL NIÑO	6.1
6.1 GENERALIDADES	6.1
6.2 LA MALARIA	6.2
6.3 EVIDENCIA DE LA CONEXIÓN ENSO-MALARIA.....	6.3
6.3.1 A nivel nacional.....	6.3
6.3.2 A nivel regional	6.3
6.4 EVIDENCIAS DE LA CONEXIÓN ENSO-DENGUE.....	6.6
6.5 DISCUSIÓN E IMPLICACIONES	6.7
7. CONCLUSIONES.....	7.1
REFERENCIAS	R.1

LISTA DE FIGURAS

Figura

- 2.1 Regiones del Océano Pacífico conocidas como Niño1-2 (0° - 10° S, 90° - 80° O), Niño-3 (5° N- 5° S, 150° O- 90° O) y Niño-4 (5° N- 5° S, 160° E- 150° O).
- 2.2 Evolución de los vientos (superior) y de las isothermas en la región del ecuador (inferior), a los 110° O durante el período 1981-1983.
- 2.3 Diagrama tiempo-latitud (o de Hövmoller) de la evolución de las anomalías de temperatura superficial del Océano Pacífico en la región 178° O a 70° O, para el período 1982-1996. Obsérvese la alternación de anomalías calientes (rojas) y frías (moradas) sobre el océano Pacífico en la franja ecuatorial.
- 2.4 Diagrama tiempo-longitud de las anomalías de temperatura en la región ecuatorial del Océano Pacífico, para el período enero 1982-enero 1997.
- 2.5 Mapas de anomalías de TSM para los meses de diciembre de 1982 (superior) y noviembre de 1988 (inferior). Datos del Proyecto de Reanálisis de NCEP/NCAR.
- 2.6 Esquema de la circulación zonal que se establece sobre la atmósfera del Océano Pacífico tropical ó Circulación de Walker. Son evidentes las perturbaciones que se presentan durante El Niño.
- 2.7 Diagrama de las anomalías de Presión Atmosférica Superficial durante el período noviembre 1982 a enero 1983, correspondiente a la fase cálida del ENSO: El Niño.
- 2.8 Esquema de las perturbaciones oceánicas y atmosféricas más robustas que ocurren sobre el Océano Pacífico tropical durante la fase cálida del ENSO.
- 2.9 Regiones y temporada de anomalías de lluvia en el mundo durante la ocurrencia de la fase cálida del ENSO (El Niño). Tomada de *Ropelewsky y Halpert (1987)*.
- 2.10 Esquema del patrón de anomalías de altura geopotencial característico de la región Pacífico-Norte América (PNA, por sus iniciales en inglés) durante las condiciones de El Niño en el Océano Pacífico tropical. Tomado de *Horel y Wallace (1981)*.
- 2.11 Diagrama del ciclo anual de los coeficientes de correlación mensual del Índice de Oscilación del Sur (SOI).
- 2.12 Amplitud y fase de la dependencia ENSO-precipitación sobre América del Sur. Tomada de *Ropelewsky y Halpert (1987)*.

- 2.13 Mapas del signo del compuesto de la diferencia (caliente menos frío) de la precipitación en América del Sur para (a) JJA (0); (b) SON (0); (c) DEF(+1); (d) MAM (+1). Tomada de *Kiladis y Diaz* (1989).
- 2.14 Distribución espacial de la primera Función Ortogonal Empírica de la precipitación global asociada al ENSO. Tomada de *Lau y Sheu* (1992).
- 2.15 Campos de la circulación climática del período marzo-abril en el sector del Atlántico tropical para los años húmedos (1984, 1985, 1986 y 1989) del Nordeste Brasileiro menos los años secos (1980, 1982, 1983 y 1990). (a) TSM, (b) topografía de la superficie de 1000 mb; (c) campo de viento de los 1000 mb; (d) número de días con nubes de alta reflectividad, (e) espesor de la capa 850/1000 mb; (f) espesor de la capa 200/1000 mb; (g) campo de vientos a los 200 mb; (h) movimiento vertical a los 500 mb. Tomado de *Hastenrath y Greischar* (1993).
- 2.16 Cuantificación de los cambios en la mediana de la precipitación asociada con los extremos de la Oscilación del Sur para el norte de América del Sur, durante la estación julio (0) a marzo (+1), expresada en términos de las cantidades (mm) y de los percentiles de la distribución de probabilidades. Tomada de *Ropelewsky y Halpert* (1996).
- 2.17 Anomalías globales de radiación de onda larga emergente, para el trimestre diciembre-enero-febrero, durante el período 1979-1988. Tomada del trabajo de *Hsu* (1994).
- 2.18 Campo del compuesto de anomalías en la presión atmosférica superficial durante los eventos El Niño para el período 1964-1979. Tomado de *Yasunari* (1987).
- 2.19 Patrones de correlación entre el Índice de Oscilación del Sur y la presión atmosférica superficial, para intervalos bimensuales durante 1948-83. Tomado del trabajo de *Aceituno* (1988).
- 2.20 Patrones de correlación entre el Índice de Oscilación del Sur y la temperatura superficial, para intervalos bimensuales durante 1948-83. Tomado del trabajo de *Aceituno* (1988).
- 2.21 Correlaciones entre la presión atmosférica superficial y el Índice de Oscilación del Sur, para el período diciembre-febrero. Tomada de *Gill* (1982, p. 480).
- 2.22 Ciclo anual por trimestres de la distribución de la componente horizontal de la divergencia del viento a los 925 mb sobre el trópico Americano. Diferencia entre eventos cálidos y fríos en el Océano Pacífico (inferior). Datos del Reanálisis NCEP/NCAR.

- 2.23a Ciclo anual por trimestres de la distribución de la precipitación sobre el trópico Americano (superior). Diferencia entre eventos cálidos y fríos en el Océano Pacífico (inferior). Datos del Reanálisis NCEP/ NCAR.
- 2.23b Migración anual del centroide de convergencia de la ZCIT durante años normales (línea sólida) y durante eventos de El Niño (línea punteada), según datos de Radiación de Onda Larga Emergente (OLR). Adaptada del trabajo de *Pulwarty y Diaz (1993)*.
- 2.24 Diagrama Tiempo-Longitud de las anomalías de precipitación sobre la cuenca del Amazonas, para el período 1972-1992.
- 2.25 Evolución temporal de las anomalías en humedad de suelo en la región tropical de Sur América, para las cuencas de los ríos Amazonas, Orinoco y Magdalena en el período 1979-1992. Los datos son de *Schemm et al. (1992)*, y han sido suavizados usando un filtro digital de pasa-bajas de 12 meses (línea gruesa).
- 2.26 Ciclo anual por trimestres de la distribución del contenido de humedad en los primeros 10 cm del suelo sobre el trópico Americano. Diferencia entre eventos cálidos y fríos en el Océano Pacífico (inferior). Datos del Reanálisis NCEP/ NCAR.
- 2.27 Comportamiento diferencial entre los meses de enero y noviembre para el promedio de los campos de precipitación, presión atmosférica superficial y temperatura del aire, sobre el norte de América del Sur. Datos del Reanálisis climático de NCEP/NCAR para el período 1982-1994.
- 2.28 Ciclo anual por trimestres de la distribución de la velocidad del viento a los 1000 hPa sobre el trópico Americano. Diferencia entre eventos cálidos y fríos en el Océano Pacífico (inferior). Datos del Reanálisis NCEP/ NCAR.
- 2.29 Ciclo anual por trimestres de la distribución de la velocidad del viento a los 925 hPa sobre el trópico Americano. Diferencia entre eventos cálidos y fríos en el Océano Pacífico (inferior). Datos del Reanálisis NCEP/ NCAR.
- 2.30 Ciclo anual por trimestres de la distribución de la velocidad del viento a los 850 mb sobre el trópico Americano. Diferencia entre eventos cálidos y fríos en el Océano Pacífico (inferior). Datos del Reanálisis NCEP/ NCAR.
- 2.31 Esquema que muestra la interacción entre los vientos sobre el occidente y el centro de Colombia a la altura del Valle del Cauca. Tomado de *López y Howell (1967)*.
- 2.32 Ciclo anual por trimestres de la distribución vertical de la componente zonal de la velocidad del viento a los 80°O entre los 5°S y los 15 °N. Diferencia entre eventos cálidos y fríos en el Océano Pacífico (inferior). Datos del Reanálisis NCEP/ NCAR.

- 2.33 Ciclo anual por trimestres de la distribución vertical de la componente zonal de la velocidad del viento a los 77°O entre los 5°S y los 15 °N. Diferencia entre eventos cálidos y fríos en el Océano Pacífico (inferior). Datos del Reanálisis NCEP/ NCAR.
- 2.34 Ciclo anual del campo de advección zonal de humedad superficial sobre el océano alrededor del trópico Americano, para el mes de octubre.
- 2.35 Ciclo anual de los gradientes de temperaturas superficiales de Colombia (COLOM: 2°N-8°N; 75°W-77.5°W) y las temperaturas superficiales del Océano Pacífico afuera de las costa Colombiana (PACOL: 2°N-8°N; 77.5°W-82°W), así como para la región Niño1+2 del Océano Pacífico (10°S-0°; 90°W-80°W, ver Figura 2.1) para los niveles de 1000, 925 y 850 hPa.
- 2.36 Ciclo anual por trimestres de la distribución de la componente horizontal de la divergencia del viento a los 850 hPa sobre el trópico Americano. Diferencia entre eventos cálidos y fríos en el Océano Pacífico (inferior). Datos del Reanálisis NCEP/ NCAR.
- 2.37 Ciclo anual por trimestres de la distribución de la componente horizontal de la divergencia del viento a los 200 hPa sobre el trópico Americano. Diferencia entre eventos cálidos y fríos en el Océano Pacífico (inferior). Datos del Reanálisis NCEP/ NCAR.
- 2.38 Secuencia de imágenes de satélite en donde se muestra el desplazamiento de un complejo convectivo de meso-escala desarrollado sobre la costa Pacífica de Colombia y Panamá, durante los días 8 y 9 de diciembre de 1996 a las z horas Tiempo Universal Coordinado (CUT).
- 2.39 Ciclo anual por trimestres de la velocidad de vientos a los 1000 hPa (superior) y a los 700 hPa alrededor del trópico Americano. Datos del Reanálisis NCEP/ NCAR.
- 2.40a. Ciclo anual de la distribución vertical de la velocidad del viento zonal por 0°W (superior) y por los 20°W (inferior). Datos del Reanálisis NCEP/ NCAR.
- 2.40b. Ciclo anual de la distribución vertical de la velocidad del viento zonal por 40°W (superior) y por los 65°W (inferior). Datos del Reanálisis NCEP/ NCAR.
- 2.41 Ciclo anual por trimestres de la distribución de la componente horizontal de la divergencia del viento a los 700 hPa sobre el trópico Americano. Diferencia entre eventos cálidos y fríos en el Océano Pacífico (inferior). Datos del Reanálisis NCEP/ NCAR.

- 2.42 Patrón de presiones atmosféricas asociados con la NAO para el período 1900-1942. Tomado de *Rogers* (1984).
- 2.43 Evolución temporal de la NAO y del SOI (superior). Diagrama de correlación cruzada entre el SOI y la NAO, para promedios móviles de 12 meses.
- 2.44 Mapa de correlaciones entre la precipitación mensual en Bogotá y las presiones superficiales del mar para el período 1899-1975. Tomado de *Rogers* (1988).
- 2.45 Mapa de correlación entre el número de ciclones anuales y la precipitación anual de las estaciones marcadas con triángulos sobre el mapa de Colombia.
- 2.46 Esquema del campo de vientos (300-100 mb) sobre América del Sur.
- 3.1 Evolución simultánea de las series de tiempo de los registros de precipitación en la estación El Retiro y del clima del Océano Pacífico.
- 3.2 Evolución simultánea de las series de tiempo de los registros de precipitación en la estación Encino y del clima del Océano Pacífico.
- 3.3 Evolución simultánea de las series de tiempo de los registros de precipitación en la estación Cenicafé y del clima del Océano Pacífico.
- 3.4 Evolución simultánea de las series de tiempo de los registros de precipitación en la estación Obonuco y del clima del Océano Pacífico.
- 3.5 Evolución simultánea de las series de tiempo de los registros de precipitación en la estación Ramiriquí y del clima del Océano Pacífico.
- 3.6.1 Mapas de correlaciones simultáneas entre las temperaturas superficiales del mar en los Océanos Pacífico e Indico y los registros de precipitación en estaciones de la zona de la Costa Pacífica.
- 3.6.2 Mapas de correlaciones simultáneas entre las temperaturas superficiales del mar en los Océanos Pacífico e Indico y los registros de precipitación en estaciones de la zona de Antioquia.
- 3.7. Mapas de correlaciones simultáneas entre las temperaturas superficiales del mar (TSM en los diagramas) en los océanos Indico y Pacífico y los registros de caudales de 5 ríos de Colombia, tomados como promedios móviles de 3 meses, para el período 1959-1990.
- 3.8 Diagramas de correlación cruzada entre el SOI y los caudales de Colombia (promedios móviles de 6 meses).
- 3.9 Mapas de correlación entre los caudales mensuales estandarizados y el SOI, para un

rezago de 3 meses.

- 3.10a Diagramas de correlación cruzada entre los registros del SOI y los registros de caudales medios mensuales de cuatro ríos de Colombia cuyas estaciones de registro se encuentran aproximadamente a la misma latitud; son ellos de occidente a oriente: La Vieja (Cartago, Valle del Cauca, 4°46' N, 75°54' W), Luisa (Pavo Real, Tolima, 4°13' N, 75°12' W), Sumapaz (El Profundo, Cundinamarca 4°00' N, 74°30' W), y Chivor (Ubalá, Boyacá, 4°47' N, 73°09' W).
- 3.10b Diagramas de correlación cruzada entre los registros del SOI y los registros de precipitación mensual en cinco estaciones de Colombia cuyas estaciones de registro se encuentran aproximadamente a la misma latitud.
- 3.11 Diagramas de correlación cruzada entre la NAO y los caudales de Colombia (promedios móviles de 6 meses).
- 3.12 Análisis de correlación trimestral entre el SOI y los caudales medios mensuales de 10 ríos de Colombia.
- 3.13 Análisis de correlación trimestral entre el índice de la NAO y los caudales medios mensuales de 10 ríos de Colombia
- 3.14 Localización de las estaciones de registro de lluvias y caudales utilizados en el análisis de Funciones Ortogonales Empíricas correspondientes.
- 3.15 Primeras cuatro Funciones Ortogonales Empíricas (FOE) para las lluvias mensuales (promedio móvil de 3 meses) después de remover el ciclo anual. Período de registro 1958-1990.
- 3.16 Evolución de las cuatro primeras Componentes Principales de precipitación en Colombia, correspondientes a los promedios móviles de 3 meses.
- 3.17 Transformadas de Fourier de las cuatro primeras Componentes Principales de los registros de precipitación mensual (promedio móvil de 3 meses) en Colombia.
- 3.18 Mapa de correlaciones (%) entre las temperaturas superficiales del Océano Pacífico y las cuatro primeras Componentes Principales de las lluvias mensuales (promedio móvil de 3 meses) en Colombia.
- 3.19 Mapas de correlación entre las temperaturas superficiales del mar Caribe y el Océano Atlántico tropical norte (11°N-29°N; 17°W-83°W) vs. las cuatro primeras Componentes Principales de la lluvias de Colombia, para rezagos entre 0 meses (simultáneas) y 5 meses.
- 3.20a Distribución espacial de las cuatro primeras Funciones Ortogonales Empíricas para

los registros de caudal, promedios móviles de 3 meses.

- 3.20b Evolución de las cuatro primeras componentes principales de los caudales de los ríos de Colombia para promedios móviles de 3 meses.
- 3.20c Transformadas de Fourier de las series mostradas en la Figura 3.20b.
- 3.21 Mapas de correlación entre las TSM del Océano Pacífico-Índico y las cuatro primeras Componentes Principales de los caudales medios mensuales de 50 estaciones de registro en ríos de Colombia, para el período enero 1959- diciembre 1990.
- 3.22 Mapas de correlaciones rezagadas entre las Temperaturas superficiales del océano Atlántico tropical norte y las CP's Nos. 1, 2 y 3 de los caudales en Colombia, para rezagos de 0 a 5 meses (las TSM anteceden a la hidrología).
- 3.23 (a) Histogramas de frecuencias de caudales medios mensuales para el registro total y para los años de El Niño y La Niña; (b) Ciclo anual de la media y de la desviación típica de los caudales mensuales para el registro total (+), para los años de El Niño (Δ) y para los años de La Niña (Θ).
 - 3.23.1 Magdalena (Puerto Berrío, Antioquia).
 - 3.23.2 Cauca (Puerto Valdivia, Antioquia).
 - 3.23.3. La Vieja (Cartago, Valle).
 - 3.23.4. Patía (Puente Pusmeo, Nariño).
 - 3.23.5 Lengupá (San Agustín, Boyacá).
- 4.1 Matriz de varianza del ruido estocástico (Q), de la matriz Q en el espacio de las FOE.
- 4.2 Distribución de la matriz de varianza del ruido estocástico, Q , sobre los Océanos Índico y Pacífico.
- 4.3 Distribución de la matriz de varianza del ruido estocástico, Q , sobre Colombia.
- 4.4 Distribución geográfica de los primeros cuatro autovectores de la matriz de forzamiento estocástico, sobre el Océano Índico-Pacífico.
- 4.5 Distribución de los primeros cuatro autovectores de la matriz de forzamiento estocástico, sobre Colombia.
- 4.6 Columna de la izquierda: Evolución de las anomalías (observadas y predichas mediante MLI) de los caudales de los ríos Nare, Río grande, Guatapé y Guadalupe
Columna de la derecha: Evaluación del error de predicción.
- 5.1 Mapa de correlaciones entre la Primera Componente Principal de los caudales medios mensuales de ríos de Colombia (promedios móviles de 3 meses, 1959-1990), y las TSM en el Atlántico tropical norte. La hidrología antecede las TSM entre 1 y 6 meses.
- 5.2 Mapa de correlaciones entre el SOI y las TSM en el Caribe y el Atlántico tropical

- norte, (promedios móviles de 3 meses, 1959-1990), para rezagos de 1 a 6 meses.
- 5.3 Mapa de correlaciones entre la serie de TSM en la región Niño-3 y las TSM en el Caribe y el Atlántico tropical norte, (promedios móviles de 3 meses, 1959-1990), para rezagos de 1 a 6 meses.
 - 5.4 Campo de vientos a los 1000 hPa alrededor de las Américas, durante el trimestre febrero-marzo 1992.
 - 5.5 Evolución temporal de las anomalías estandarizadas del gradiente de presiones atmosféricas superficiales existente entre la alta de presión del Atlántico norte alrededor de las Islas Azores (25°-35° W, 30°-40°N) y el norte de América del Sur (50°-70°W, 3°S-10°N), así como la precipitación para esta última región, para el período 1982-1994.
- 6.1 Mapa de riesgo malárico de 1996 en Colombia, elaborado por el Ministerio de Salud.
 - 6.2 Evolución del Índice de Incidencia Parasitaria Anual (I.P.A.) para Colombia. Datos del Ministerio de Salud de Colombia. Los datos incluyen los casos de *P. vivax* (I.V.A.) y *P. falciparum* (I.F.A.).
 - 6.3 Evolución conjunta de las series de I.P.A. (homogeneizado) de Colombia y las anomalías de temperatura superficial del Océano Pacífico en la región Niño-4 del Océano Pacífico, así como la serie de la primera componente principal de la precipitación mensual en Colombia.
 - 6.4 Serie de la primera Componente Principal de las temperaturas mínimas en Colombia.
 - 6.5 Evolución de las series del índice I.P.A. para diversos departamentos de Colombia.
 - 6.6 Frecuencia (%) de ocurrencia de picos (epidemias) de malaria (índice I.P.A.) durante los eventos El Niño, para los departamentos de Colombia.
 - 6.7 Evolución de los casos de dengue clásico en Colombia para el período 1980-1996 superior). Serie de casos de dengue en Antioquia (inferior).

RESUMEN

El clima y la hidrología del trópico Americano y de Colombia son resultado de la interacción dinámica de fenómenos físicos que ocurren sobre los océanos Pacífico y Atlántico, así como también sobre la atmósfera y la superficie terrestres, en diversas escalas espacio-temporales. A la escala de tiempo interanual el más importante de tales fenómenos de gran escala es El Niño-Oscilación del Sur (ENSO, por sus iniciales en inglés), cuyas fases extremas son El Niño (fase cálida) y La Niña (fase fría). Ambas fases están asociadas con las anomalías hidrológicas, actuando en escalas de tiempo que van desde la mensual hasta la interanual. Con ciertas diferencias regionales en el tiempo y la amplitud, Sur América tropical tiene anomalías negativas de precipitación, humedad de suelo, evapotranspiración y caudales de ríos durante la fase baja/cálida de la Oscilación del Sur (el Niño), y anomalías positivas durante la fase alta/fría.

El capítulo 1 presenta el problema con una justificación sobre los impactos sociales, económicos y ambientales derivados de los cambios climáticos asociados al ENSO en Colombia. El capítulo 2 presenta un estudio de diagnóstico de los mecanismos físicos involucrados en la dinámica de ENSO sobre el trópico de Sur América, con énfasis en la situación hidro-climática de Colombia. En esta disertación se rompe con el viejo paradigma que ha sostenido que todo el clima de Colombia proviene del este, como resultado de la penetración de humedad y la circulación producida por los vientos alisios provenientes del Océano Atlántico, el mar Caribe y la cuenca del Amazonas. En este trabajo se demuestra la importancia del Océano Pacífico para el clima de Colombia en diversas escalas de tiempo. De particular importancia, el ciclo anual de las lluvias y los mecanismos de circulación que explican las anomalías climáticas durante las dos fases del ENSO tienen principal origen sobre el Océano Pacífico tropical, en las regiones conocidas como Niño-4, Niño-3 y Niño1+2. Adicionalmente, hemos usado los datos del Proyecto de Reanálisis Climático del National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research de Estados Unidos (NCEP/NCAR), para descubrir la existencia de una corriente de chorro de bajo nivel proveniente del Océano Pacífico que penetra al interior de Colombia, introduciendo grandes cantidades de humedad. Esta corriente de chorro constituye un mecanismo fundamental para entender la hidro-climatología de

Colombia y las anomalías observadas durante ambas fases del fenómeno ENSO.

Tal corriente de chorro del oeste, que hemos denominado como “chorro del CHOCÓ”, exhibe un marcado ciclo anual en la intensidad de sus vientos, aunque su núcleo está localizado en 5°N durante todo el año. Este chorro contribuye a la advección de humedad por parte de vientos relativamente fríos que interactúan con los vientos más cálidos, los predominantes alisios del este, causando alta inestabilidad atmosférica, grandes cantidades de convección y precipitación, que son normales en la costa Pacífica Colombiana. La corriente de chorro del CHOCÓ está también asociada a la formación de complejos convectivos de meso-escala que penetran desde el Océano Pacífico hacia el interior de Colombia, y que muchas veces traspasan la cordillera oriental, causando alta precipitación en el país. La existencia del chorro del CHOCÓ se explica en términos de (1) la recurvatura de los vientos alisios tanto del sureste sobre el Océano Pacífico oriental y los vientos alisios de noreste, asociada con la existencia de un centro cuasi-permanente de bajas presiones sobre el Pacífico Colombiano; (2) por el gradiente de temperaturas existente entre las regiones de Niño1+2 y la costa Pacífica de Colombia; (3) ascenso orográfico debido a la presencia de la cordillera occidental de los Andes Colombianos; y (4) por la interacción con otras dos corrientes de chorro provenientes del este, sobre la geografía Colombiana. En efecto, en esta disertación se ha descubierto la existencia de otra corriente de chorro sobre la geografía Colombiana, localizada en el ecuador a la altura de los 700-600 hPa, que también exhibe un marcado ciclo anual y que interactúa con la corriente del CHOCO.

Además, se ha descubierto que la conocida corriente de chorro superficial de los alisios del mar Caribe hacia 12°-14°N, que hemos denominado “chorro de San Andrés”, después de cruzar el istmo centroamericano, se curva y, retornando hacia el sureste, contribuye a conformar la corriente de chorro del oeste del CHOCO sobre el Pacífico Colombiano. Esta última observación también constituye otro descubrimiento de este trabajo. Los análisis de las diferencias relativas de la intensidad de los vientos del chorro del CHOCO, durante las fases extremas del ENSO, indican su debilitamiento durante los eventos El Niño y su intensificación durante La Niña. Similarmente ocurre con el debilitamiento del chorro ecuatorial del este de la media tropósfera, de los 700-600 hPa durante El Niño, particularmente durante el trimestre diciembre-enero-febrero. La más fuerte variación relativa del chorro del CHOCÓ ocurre durante el trimestre junio-julio-agosto, cuando el debilitamiento de los vientos es del orden de 2-3 m/s, durante El Niño en comparación con La Niña.

Asociado con el debilitamiento del chorro del CHOCÓ durante los eventos de El Niño, se presenta una disminución en la advección de humedad desde el Océano Pacífico hacia Colombia, contribuyendo de esta forma a explicar el signo de las anomalías hidrológicas durante El Niño.

En el capítulo 2 se presentan, además, las evidencias previas a este trabajo acerca de la influencia del ENSO sobre la hidro-climatología de Colombia y el norte de América del Sur. Y se discuten otros fenómenos oceánicos y atmosféricos de gran escala que tienen influencia sobre Colombia y el Norte de Sur América, y de cómo estos se conjugan con el ENSO para producir las anomalías hidrológicas en esta parte del mundo. Allí se incluyen fenómenos y mecanismos físicos tales como la oscilación del Atlántico Norte (NAO), los complejos convectivos de meso-escala, las ondas del este, la oscilación cuasi-bienal (QBO), la Alta Boliviana, las ondas de Madden-Julian y la oscilación semi-anual. Como los más importantes se mencionan la NAO, la QBO, las ondas del este, la oscilación de Madden-Julian (a nivel intra-anual), el gradiente de presiones existente entre la alta subtropical del Atlántico norte y las bajas presiones del trópico suramericano, la disminución de las ondas tropicales del este y del número de huracanes durante El Niño, que también contribuye a la disminución de la advección de humedad y en general de la actividad de tiempo atmosférico de la región.

Resumiendo, los principales mecanismos de la interacción océano-atmósfera-tierra que forman parte de la dinámica del ENSO sobre el trópico de Sur América, y que contribuyen a explicar las anomalías hidro-climáticas son:

- (1) Por forzamiento de gran escala ocasionado por las perturbaciones propagadas a través de ondas Rossby atmosféricas. Entre ellas se destaca 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. Esta celda de Hadley anómala ocasiona un aumento de la presión atmosférica superficial y contribuye al desplazamiento hacia el suroeste del centro de convección dentro de la Zona de Convergencia Intertropical, y además contribuye a suprimir el ascenso de aire húmedo, y por tanto la convección profunda, factores que cooperan para reducir la precipitación sobre el trópico Suramericano.
- (2) El debilitamiento de la corriente de chorro del CHOCÓ, y la consecuente disminución de la

- intensidad y número de complejos convectivos de meso-escala sobre el occidente de Colombia.
- (3) El debilitamiento de la corriente de chorro ecuatorial del este de los 700 hPa.
 - (4) Disminución del centro de alta presión del Atlántico Norte subtropical, que es consistente con una disminución de los alisios del noreste, consistente con un incremento en las temperaturas del mar del Atlántico Norte y consistente con una disminución en las temperaturas del Atlántico tropical sur. Esta disminución también está asociada al debilitamiento de la corriente de chorro de San Andrés.
 - (5) 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.
 - (6) Retroalimentación positiva en la interacción del sistema tierra-atmósfera, debido al acoplamiento existente entre las anomalías negativas de precipitación, humedad del suelo, y evapotranspiración en la región, que es notable durante El Niño.

El capítulo 3 se ocupa de estudiar la variabilidad del clima de Colombia a escala interanual. Se presentan diversos tipos de análisis para evaluar y cuantificar tal tipo de variabilidad: correlaciones, Funciones Ortogonales Empíricas (FOE) y Componentes Principales, y análisis de Fourier. Se utilizan básicamente registros de precipitación y caudales medios mensuales de Colombia. Además, se presenta un compendio de mapas para mostrar la influencia de las temperaturas superficiales del Océano Pacífico sobre la hidrología de Colombia, a través de mapas de correlación entre las temperaturas superficiales del océano Indo-Pacífico y los registros hidrológicos en Colombia. Las zonas conocidas como Niño-4 y Niño-3, la región del Océano Pacífico al sur de México, así como la zona del monzón indo-africano exhiben las correlaciones más altas con los registros de caudales y lluvias de la mayoría de las regiones de Colombia analizadas. Los resultados indican que la zona occidental de Colombia (con excepción de la muy pequeña franja del litoral Pacífico entre Tumaco y la frontera con el Ecuador), y la región Andina son las que mayor asociación presentan con ambas fases del ENSO, con disminución de lluvias y caudales en El Niño, en particular durante los trimestres de septiembre-octubre-noviembre del año 0 (o año inicial del evento) y diciembre-enero-febrero del año +1. El impacto de El Niño también se siente (aunque con menor intensidad, en términos de las anomalías hidro-climáticas históricas) sobre la costa Atlántica, la Orinoquia y la Amazonia. Al parecer la región de la Orinoquia podría presentar aumento de lluvias y caudales

durante el trimestre junio-julio-agosto del año 0, pero este resultado necesita confirmación. Se demuestra la fuerte correlación que existe entre el Índice de Oscilación del Sur (SOI) y las series de lluvias y caudales de Colombia. El impacto de La Niña es más fuerte que el de El Niño. También hay influencia significativa con respecto del clima del Océano Atlántico, en particular, con el Índice de la Oscilación del Atlántico Norte (más fuerte para las estaciones de la Costa Caribe). Los resultados de este capítulo permiten cuantificar el grado de asociación del clima y la hidrología de Colombia con respecto del clima de los océanos Pacífico, Índico y Atlántico tropical norte, de importancia para la predicción hidro-climática en Colombia. Finalmente, en el capítulo 3 se evalúa la influencia de ambas fases del ENSO sobre los caudales medios mensuales de 50 ríos de Colombia y se efectúa la estimación de histogramas de frecuencias y la estimación de parámetros (media y desviación típica) durante los eventos de El Niño y La Niña. La estimación de parámetros se efectúa tanto para el registro histórico total como para el nivel mensual. Se concluye que, en términos generales, el ENSO influye sobre todo el ciclo anual de casi todos los registros de lluvias y caudales de ríos analizados, con anomalías negativas durante El Niño y anomalías positivas durante La Niña, y considerando el año hidrológico de junio (0) a mayo (+1). Los análisis de correlación trimestral confirman la fuerte asociación entre el ENSO y los registros de caudales y lluvias mensuales en Colombia, particularmente durante los trimestres de septiembre-octubre-noviembre (año 0) y diciembre-enero-febrero (año +1), siendo más débil en el trimestre marzo-abril-mayo (años 0 y +1).

Dada la fuerte influencia de ambas fases del ENSO, en el capítulo 4 se usa el método de Modelación Lineal Inversa (MLI), para predicción de anomalías de caudales mensuales en ríos de Colombia, involucrando la información espacio-temporal de las temperaturas superficiales de los Océanos Pacífico e Índico, como parte del conjunto de variables predictoras. Los resultados muestran una muy buena capacidad predictiva de MLI. La aplicación del método de MLI señala en este caso que el sistema ENSO-hidrología de Colombia no exhibe una dinámica lineal, que aparentemente emana de la región del chorro del Chocó y del Pacífico occidental. Por tanto, hay la necesidad de explorar métodos de tipo no lineal, capaces de capturar tal tipo de dinámica.

El capítulo 5 contiene una revisión de la interacción de los procesos océano-atmósfera-tierra que

ocurren sobre el norte de Sur América y el Océano Atlántico tropical Norte. Allí se plantea y se justifica la hipótesis de la existencia de mecanismos de retro-alimentación entre tales procesos. En particular, las anomalías negativas en cuatro variables claves de la interacción tierra-atmósfera como son la precipitación, la humedad del suelo, la evapotranspiración y los caudales de los ríos, juegan un papel fundamental en la dinámica del ENSO sobre la región, y en particular cooperan con el forzamiento de gran escala para explicar las anomalías hidrológicas durante El Niño.

Se plantea que la hidrología superficial de Sur América tropical es una componente activa de los mecanismos físicos que explican el calentamiento de las aguas del mar Caribe y del Océano Atlántico tropical norte, justo después de la ocurrencia de El Niño en el Pacífico tropical. Esta hipótesis se ha denominado como el “puente tierra-atmósfera” entre los océanos Pacífico y Atlántico. La hipótesis se justifica en términos de observaciones independientes, de análisis estadísticos, y de resultados del Reanálisis Climático de NCEP/NCAR. Se presentan los mecanismos físicos que cooperan para explicar las anomalías de temperaturas del Caribe y del Atlántico tropical, como consecuencia del calentamiento del Pacífico durante El Niño.

En el capítulo 6 se sintetiza otro de los descubrimientos de esta Disertación: la fuerte asociación que existe entre epidemias de malaria y dengue en Colombia con la ocurrencia del fenómeno El Niño, reportado por *Poveda y Rojas* (1996, 1997). Se plantean las evidencias estadísticas al analizar retrospectivamente la información histórica de casos de malaria y dengue en Colombia, a escala nacional y departamental. Y se discuten algunas ideas sobre los mecanismos físicos, biológicos, ambientales y climáticos que explican tal tipo de asociación.

En el capítulo 7 se presentan las conclusiones.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 MOTIVACIÓN

La variabilidad del clima produce impactos socio-económicos y ambientales de amplia repercusión en todo el planeta. El entendimiento de tal variabilidad es fundamental para prevenir y mitigar los efectos adversos y para obtener los mayores beneficios de predicciones acertadas. Las decisiones que se tomen en tareas de planificación de los campos económico, social y ambiental deben involucrar una componente climática significativa. El agua tanto en el océano, como en la atmósfera y en tierra es un regulador fundamental del clima, y a su vez la variabilidad del clima impone restricciones a la disponibilidad del agua, particularmente sobre tierra y atmósfera. En el segundo caso, la disponibilidad del recurso agua debe estudiarse dado que su planificación y uso óptimos exige el entendimiento de la variabilidad de su dinámica espacio-temporal.

El cambio climático a escala global causado por el incremento antropogénico de las emisiones de CO₂ y el efecto invernadero es un hecho cada vez más confirmado (*IPCC, 1995; Thomson, 1995*). A escalas continentales, el efecto de la deforestación y el cambio en el uso de la tierra puede tener efectos climáticos de proporciones dramáticas, como lo sugieren los resultados de Modelos de Circulación General para la cuenca Amazónica (*Shukla et al, 1990; Elthair y Brass, 1993*). Estos hechos imponen una mirada diferente de la información climatológica e hidrológica, dadas las incertidumbres que plantean y los escenarios que se deben explorar hacia el futuro, particularmente en Colombia en donde su situación geográfica, fisiográfica e hidrológica lo hacen muy rico (aún) en disponibilidad de recursos hídricos. Pero su distribución espacial y temporal no es uniforme, y ello nos obliga a estudiar y entender la dinámica espacio-temporal.

Los procesos hidrológicos son parte de ciclos naturales que afectan a todo el planeta y cuya dinámica se manifiesta en distintas escalas de tiempo. Esto hace el problema aún más delicado y a la vez más interesante, tanto desde el punto de vista del estudio de la hidrología como ciencia, como de sus implicaciones prácticas. El fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) es el evento climático de escala global que con mayor intensidad afecta la situación hidro-climática de Colombia, desde la escala mensual hasta la interanual. La demostración, cuantificación y entendimiento de esta relación natural constituye uno de los ejes centrales de esta Disertación. Las fluctuaciones climáticas tienen interés tanto por la presencia de períodos secos como por los períodos de excesos de lluvias, inundaciones y crecientes, que traen consecuencias socio-económicas y ambientales en Colombia.

Sin que se conocieran las causas, El Niño había forzado el período seco de 1976-77, que obligó a racionamientos de energía a escala nacional. Regionalmente, el déficit de lluvias y caudales del período 1957 a 1960, asociado con El Niño de 1957-58 obligó a la siembra de nubes para tratar de modificar el clima en los departamentos de Antioquia y del Valle, en zonas donde se localizan embalses para generación hidroeléctrica (*López, 1966; López y Howell, 1967*). Más recientemente, El Niño afectó fuertemente al sector eléctrico durante el apagón de 1992-1993, que correspondió a las condiciones de El Niño que se prolongó en el centro del Pacífico tropical de 1991 hasta 1995 (*Poveda y Mesa, 1993*). El evento de El Niño 1997-98 también afectó la operación del sector eléctrico de Colombia, disparando los precios de la energía.

La producción de café también fue seriamente afectada por la ocurrencia de El Niño 1997-98, debido a las altas temperaturas y a la fuerte sequía. Reportes periodísticos hablan de 500.000 sacos perdidos durante 1997. Otros renglones de la actividad agrícola y ganadera también se ven afectados por las dos fases del ENSO. Así por ejemplo, la ocurrencia de El Niño afecta fuertemente las cosechas de papa, maíz, frijol, soya, caña de azúcar, banano, sorgo, tabaco, cacao, plátano, arroz, cebada, palma, yuca y fique (*El Colombiano*, jueves 18 de septiembre, 1997). Durante el año de 1997, hasta octubre, se habían importado más de 3 millones de toneladas de productos agrícolas como consecuencia de la crisis agrícola estimulada por la sequía (*La República*, martes 30 de diciembre, 1997). También se vieron afectados los renglones de producción de leche y de pastos para ganadería. Los calores y la sequía asociada con la ocurrencia de El Niño 1997-98 han ocasionado la muerte de 5 millones de pollos, originando la reducción de la producción de huevos de gallina, y perjudicando la industria avícola en general (*El Colombiano*, enero 28, 1997).

Los cambios en las condiciones del medio ambiente que produce la ocurrencia del fenómeno de El Niño son muy importantes. La cantidad y enorme extensión de incendios forestales (de origen natural y/o antropogénico) durante la ocurrencia de El Niño 1997-98 en Colombia, fueron favorecidas por la sequía en todo el país. Durante El Niño 1997-98 se declaró en emergencia (alertas amarilla y naranja) en las regiones Andina, Caribe y Orinoquía del país, ante la oleada de más de 100.000 incendios forestales. La calidad del aire y las enfermedades respiratorias están asociadas a estos incendios forestales.

El suministro de agua para poblaciones también fue seriamente amenazado por El Niño 1997-98. En 40 municipios de Antioquia hubo escasez y racionamiento de agua para consumo humano. La situación fue crítica en los municipios ribereños del río Magdalena y del río Cauca, así como en Norte de Santander, Sucre, Atlántico, Quindío, Cesar y Valle del Cauca. La disminución de los caudales de los ríos y del nivel de lagos, lagunas y ciénagas tiene consecuencias determinantes en la calidad del agua, ya que el caudal regula de manera muy importante la concentración y el transporte de contaminantes y de sedimentos, así como sus reacciones químicas y/o procesos de decaimiento, y también las características físicas, químicas y biológicas del agua, incluyendo los

habitats acuáticos.

El transporte de carga y la navegación por el río Magdalena también se vieron afectados fueron perjudicados por el descenso en los niveles del río debido a la disminución de las lluvias y de los caudales durante El Niño 1997-98.

La ocurrencia del evento El Niño también está asociado con el incremento de los casos de malaria, dengue y otras enfermedades transmitidas por vectores (*Poveda y Rojas, 1996; 1997*) y por el agua, tales como el cólera. Este vínculo se presenta con detalle en el capítulo 6.

La fase fría del ENSO (La Niña) o fase alta de la Oscilación del Sur, estrechamente asociada con el aumento de lluvias y caudales también juega un papel fundamental en la planificación y en las decisiones energéticas. Su impacto también se refiere a las pérdidas de muchas vidas humanas y pérdidas económicas a causa de la destrucción de cosechas e infraestructura, y a desastres naturales como crecientes, inundaciones, avalanchas y derrumbes. La producción de café también se perjudica con los excesos de lluvia asociados a La Niña. Los campesinos cafeteros del suroeste Antioqueño reportaron pérdidas en la cosecha de 1995-1996, debido a la poca floración de los cafetos a causa del exceso de lluvias, asociado con el evento de La Niña de ese año.

Por todas estas implicaciones socio-económicas y ambientales, el entendimiento de la variabilidad interanual del clima de Colombia constituye un tema de investigación que plantea múltiples retos, más aún ante las predicciones que sugieren que el cambio climático global causaría eventos El Niño más fuertes y más frecuentes. Todo esto justifica sobradamente los esfuerzos dedicados al entendimiento y a mejorar la capacidad de predicción.

1.2 ORGANIZACIÓN DEL TRABAJO

Nos concentramos en las anomalías hidrológicas de Colombia, pero en algunos numerales el análisis requiere necesariamente el conjunto de la región tropical de Sur América. Este trabajo se divide en las siguientes secciones. En el capítulo 2 se hace una revisión de la naturaleza y la dinámica del fenómeno ENSO, y se presentan las diversas hipótesis que se han dado en la

literatura para su explicación. También se presenta un resumen de los principales fenómenos oceánico-atmosféricos de gran escala que tienen influencia sobre Colombia y el Norte de América del Sur, y de cómo estos se conjugan con el ENSO para producir las anomalías hidrológicas. Allí se discute la dinámica de tres corrientes de chorro que interactúan sobre Colombia: la corriente de chorro superficial del oeste (“corriente del CHOCÓ), la corriente de chorro ecuatorial del este de los 700 hPa y la corriente de chorro del este de San Andrés. Se discute dinámica de los complejos convectivos de meso-escala, las ondas del este, la oscilación del Atlántico Norte, la oscilación cuasi-bienal, el centro de altas presiones del altiplano Boliviano, las ondas de Madden-Julian y la oscilación semi-anual.

En el capítulo 3 se estudia la variabilidad interanual del clima de Colombia a través de análisis de correlación, de Funciones Ortogonales Empíricas (FOE) y Componentes Principales y de Fourier, que permiten cuantificar el grado de asociación con el ENSO y el clima del Océano Atlántico tropical norte. Adicionalmente se presenta un compendio de mapas para mostrar la influencia de las temperaturas superficiales del Océano Pacífico sobre la hidrología de Colombia; mapas de correlación entre los registros de las temperaturas superficiales de los océanos Indo-Pacífico y los registros hidrológicos en Colombia. También se presentan mapas de correlaciones cruzadas entre las FOE de las variables hidrológicas y las variables macro-climáticas sobre los Océanos Pacífico y Atlántico tropical Norte. Finalmente en el capítulo 3 se cuantifican los efectos de la ocurrencia de las dos fases del ENSO sobre los caudales medios mensuales de los ríos en Colombia. Se estiman los histogramas de frecuencias, así como la media y la varianza correspondientes a los años de las dos fases del ENSO y se comparan a la luz de los registros indiscriminados, para el registro histórico total y para el nivel mensual.

En el capítulo 4 se presenta la metodología de Modelación Lineal Inversa para la predicción de caudales en Colombia, involucrando la información histórica de los caudales mismos y de las Temperaturas Superficiales de los Océanos Pacífico e Indico entre las variables predictoras. Se discuten las ventajas y limitaciones de esta metodología predictiva.

El capítulo 5 contiene otro de los ejes centrales de esta Disertación. Se trata de una hipótesis novedosa que pone de manifiesto el importante rol de la hidrología superficial como parte del sistema climático terrestre: la existencia de mecanismos de retroalimentación entre procesos

océano-atmósfera-tierra sobre Sur América tropical. Se plantea la hipótesis de que tal retroalimentación hace parte fundamental de la dinámica del ENSO sobre la región, mostrando evidencias reportadas en la literatura así como evidencias observacionales y de modelación. Igualmente se plantea que tal retro-alimentación juega un papel fundamental para establecer el “puente tierra-atmosfera” por donde se transmiten las anomalías de temperatura superficial del mar (TSM) entre el Océano Pacífico tropical y el mar Caribe-Océano Atlántico tropical norte, justo después de la ocurrencia de El Niño en el Pacífico. Esta hipótesis se plantea y se sustenta con resultados estadísticos consistentes con la dinámica de los fenómenos físicos asociados al ENSO en la región, algunos de ellos reportados independientemente en la literatura y otros descubiertos en este trabajo. Esta hipótesis debe ser verificada mediante la recolección de mucha más información de variables hidro-climáticas en la región del trópico Americano.

En el capítulo 6 se presenta el descubrimiento de la estrecha relación que existe entre el incremento en los casos de malaria y dengue en Colombia con la ocurrencia del fenómeno de El Niño. Los datos del período 1959-1993 así lo confirman. Este hecho permitirá reconocer al ENSO como un sistema de alerta temprana para la prevención y control de casos de malaria en el país. Este resultado sugiere que la incidencia de otras enfermedades de transmisión vectorial está fuertemente modulada por la ocurrencia del ENSO.

2. DINÁMICA DEL ENSO Y OTROS FENÓMENOS SOBRE

2. SUR AMÉRICA TROPICAL

2.1 EL NIÑO-OSCILACIÓN DEL SUR

El fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) es un fenómeno natural que se da como resultado de la interacción entre el océano y la atmósfera en la región del Océano Pacífico ecuatorial. Se trata del conjunto más poderoso de variaciones atmosféricas y oceánicas que ocurre en escalas de tiempo que van desde meses hasta varios años; escalas de tiempo con los impactos más fuertes sobre las decisiones humanas y sobre las condiciones socio-económicas de los habitantes del planeta (*Diaz y Kiladis, 1992; Rasmusson y Carpenter, 1982, Trenberth, 1991, Ropelewsky y Halpert, 1987*). El ENSO es responsable de desastres ocasionados por la variabilidad del clima, por cambios dramáticos en la ecología marina de regiones costeras y por severas pérdidas sociales y económicas debidas a inundaciones, sequías, hambrunas, incremento de enfermedades y pérdidas agrícolas, en los países de los cinturones tropical y subtropical.

El ENSO es un fenómeno del cual se tienen registros escritos desde los tiempos de la conquista del Perú por Pizarro (*Quinn, 1987*), pero se sabe por técnicas de reconstrucción de paleoclimas que el ENSO se ha venido presentando en escalas de tiempo geológicas (*Diaz y Markgraf, 1990; DeVries, 1987*). La componente oceánica del ENSO es El Niño. Se trata del 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. En la Figura 2.1 se muestran las regiones del Océano Pacífico conocidas como Niño-1-2 (0° - 10° S, 90° - 80° O), Niño-3 (5° N- 5° S, 150° O- 90° O) y Niño-4 (5° N- 5° S, 160° E- 150° O), que constituyen las regiones más afectadas por ambas fases del ENSO. En la Figura 2.2 se observa la evolución de los vientos (superior) y de las isothermas en la región del ecuador, a los 110° O durante el período 1981-1983 (inferior). Allí se observa la fuerte perturbación de ambas variables durante el evento cálido de 1982-1983: vientos zonales que se reversan (signo negativo), una termoclina mucho más profunda y temperaturas superficiales mucho más altas (con anomalías positivas de 3 a 4° C), en comparación con el período 1981-82. El fuerte calentamiento de la región ecuatorial de toda la cuenca del Océano Pacífico se pone de manifiesto en las Figuras 2.3 y 2.4. En la Figura 2.3, tomada de Internet (<http://www.cdc.noaa.gov/ENSO/enso.current.html>) se muestra el diagrama tiempo-latitud (o de

Hövmoller) de la evolución de las anomalías de temperatura superficial del Océano Pacífico en la región 178°O a 70°O , para el período 1982-1996. Obsérvese la alternación de anomalías calientes (rojas) y frías (moradas) sobre el Océano Pacífico en la franja ecuatorial. Se observa que la transición de eventos calientes a eventos fríos se presenta muy rápidamente en el tiempo; el sistema cambia de fase de manera muy abrupta, un rasgo que parece denotar el carácter no lineal de los procesos involucrados en la dinámica del ENSO. En la Figura 2.4 se muestra el diagrama tiempo-longitud de las anomalías de temperatura en la región ecuatorial del Océano Pacífico, para el período enero 1982-enero 1997. Allí también es posible observar como han evolucionado las anomalías de temperatura superficial como consecuencia de ambas fases del ENSO. En la Figura 2.5 (proporcionada por NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, de su dirección en Internet <http://www.cdc.noaa.gov/>), se presentan los mapas de temperaturas superficiales del mar (TSM) para los meses de diciembre de 1982 (superior) y noviembre de 1988 (inferior), para ilustrar las diferencias evidentes que se presentan entre las fases cálida y fría del fenómeno ENSO. El calentamiento o enfriamiento de tal extensión espacial del agua superficial del Océano Pacífico, como la mostrada en las gráficas de la Figura 2.5 requiere cantidades enormes de energía, dado el alto valor del Calor Específico del agua ($4186 \text{ J/ kg } ^{\circ}\text{C}$). De tal magnitud son las perturbaciones oceánicas y atmosféricas que se desencadenan durante las fases extremas del ENSO. La alternación de las dos fases: cálida (El Niño) y fría (La Niña) es un rasgo bien identificado del océano Pacífico en la escala de tiempo interanual.

La componente atmosférica del ENSO, conocida con el nombre de Oscilación del Sur (Southern Oscillation, SO) es una onda estacionaria en la masa atmosférica que produce un gradiente de presiones entre el oeste y el este del Pacífico ecuatorial. Generalmente se presenta una alta presión atmosférica superficial cerca de Tahiti (18°S , 150°O) mientras que un centro de baja presión se localiza en Indonesia y el norte de Australia cerca de Darwin (12°S , 131°E). Este gradiente de presiones atmosféricas es comúnmente representado por el Índice de Oscilación del Sur (SOI, por sus iniciales en inglés), que se define como la diferencia estandarizada entre las presiones atmosféricas de ambos sitios.

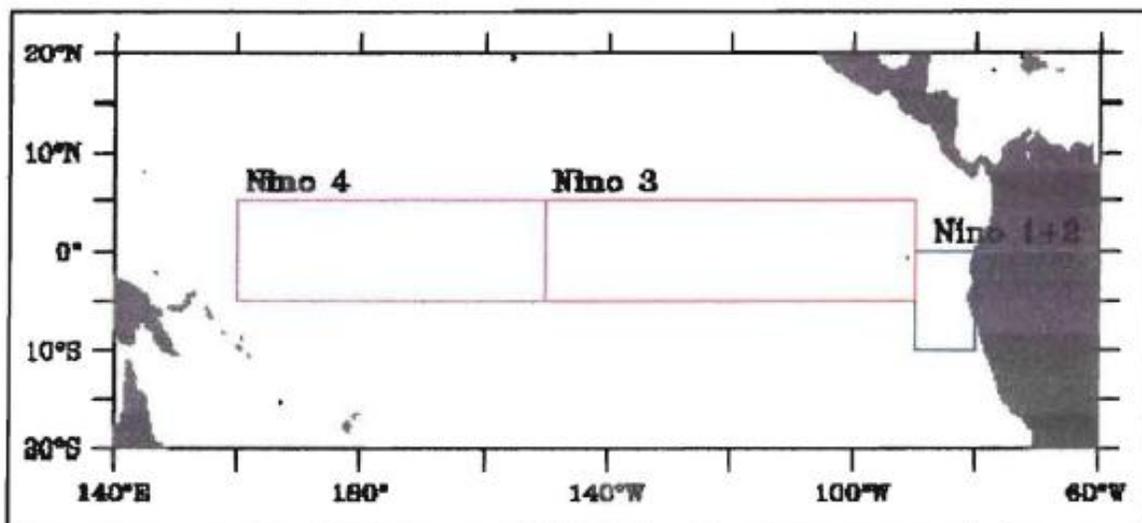


Figura 2.1. Regiones del Océano Pacífico conocidas como Niño 1-2 (0°-10° S, 90°-80°O), Niño-3 (5°N-5°S, 150°O-90°O) y Niño-4 (5°N-5°S, 160°E-150°O).

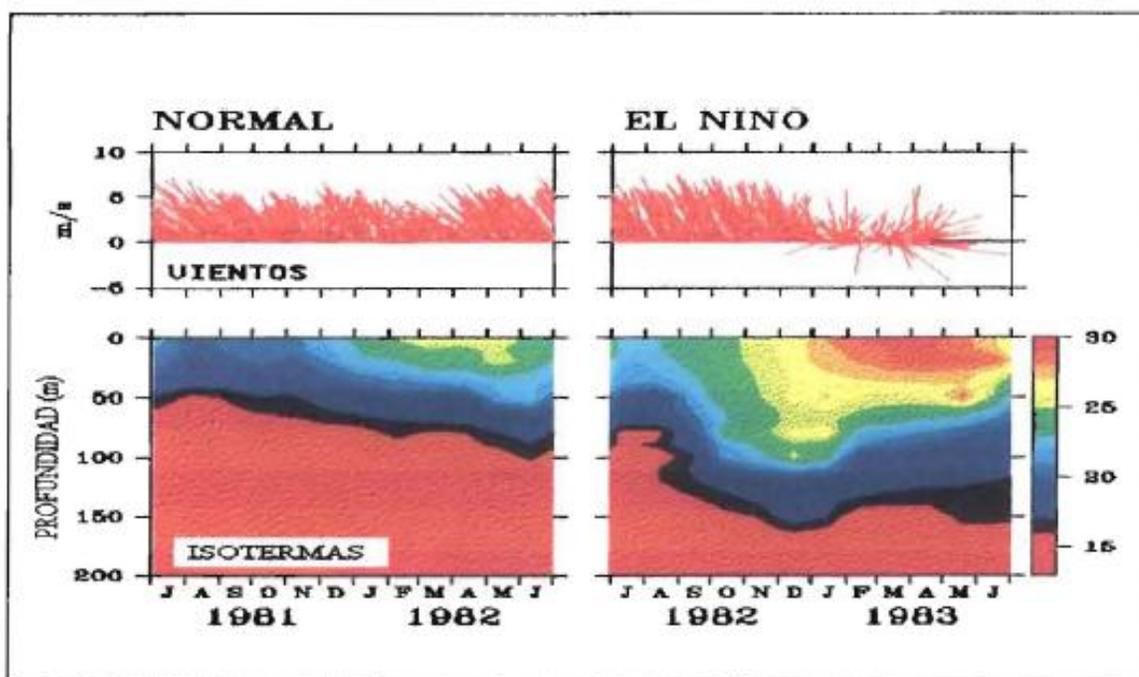


Figura 2.2. Evolución de los vientos (superior) y de las isotermas en la región del ecuador (inferior), a los 110°O durante el período 1981-1983.

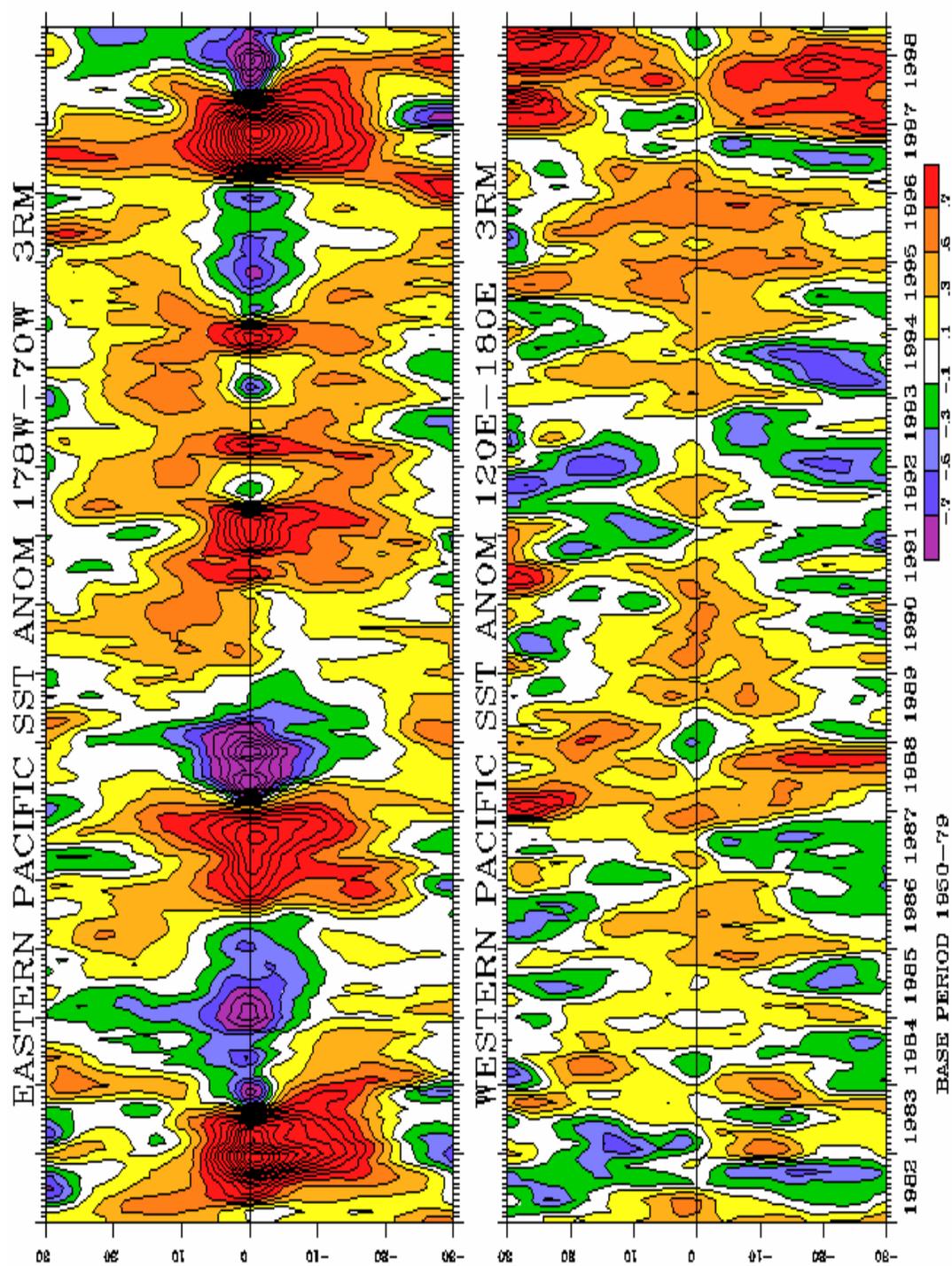


Figura 2.3 Diagrama tiempo-latitud (o de Hovmoller) de la evolución de las anomalías de temperatura superficial del océano Pacífico en la región 178°O a 70°O, para el período 1982-1996. Obsérvese la alteración de anomalías calientes (rojas) y frías (moradas) sobre el océano Pacífico en la franja ecuatorial.

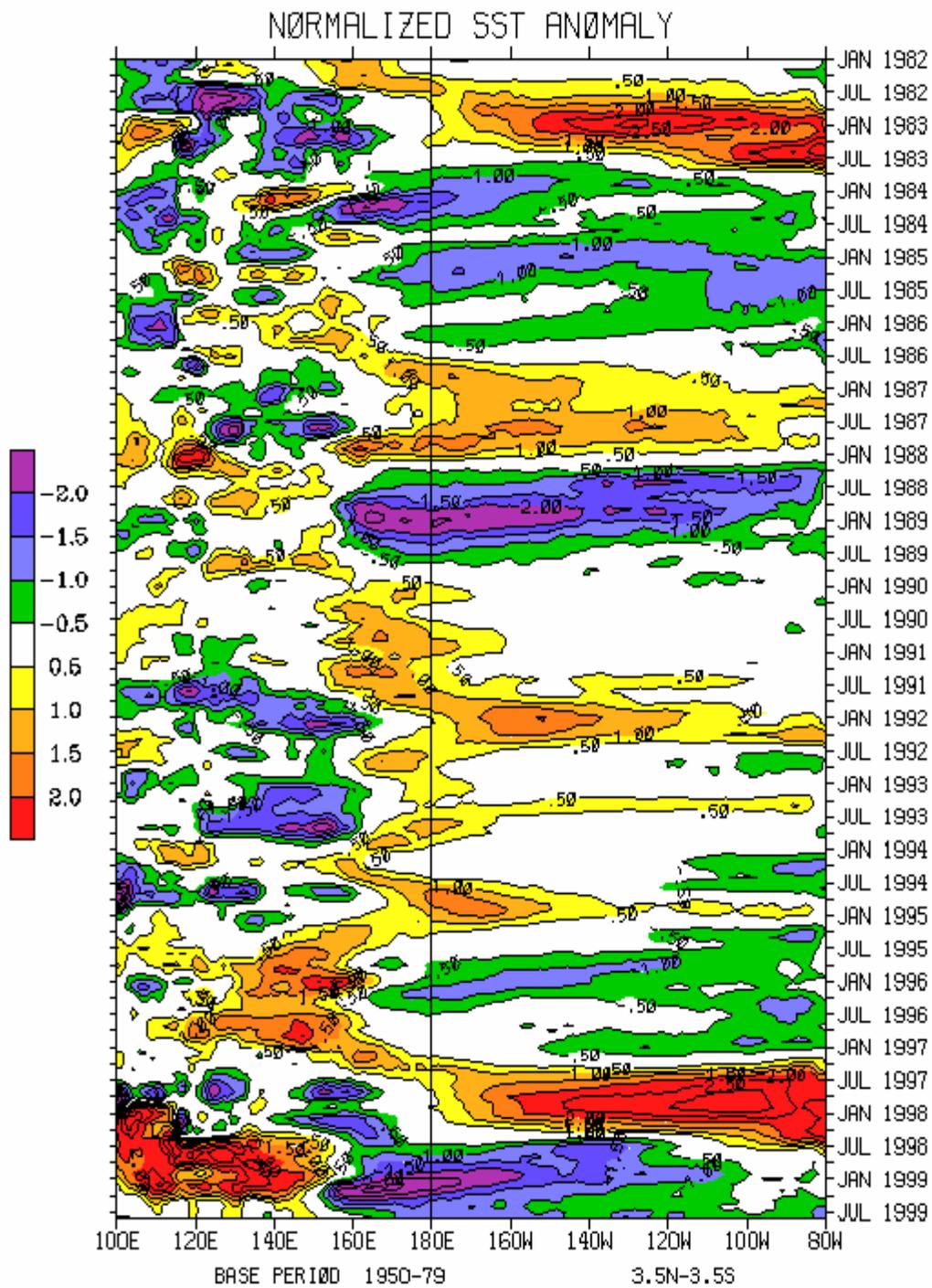


Figura 2.4 Diagrama tiempo- longitud de las nomalías de temperatura en la región ecuatorial del océano Pacífico, para el periodo enero 1982- enero 1997.

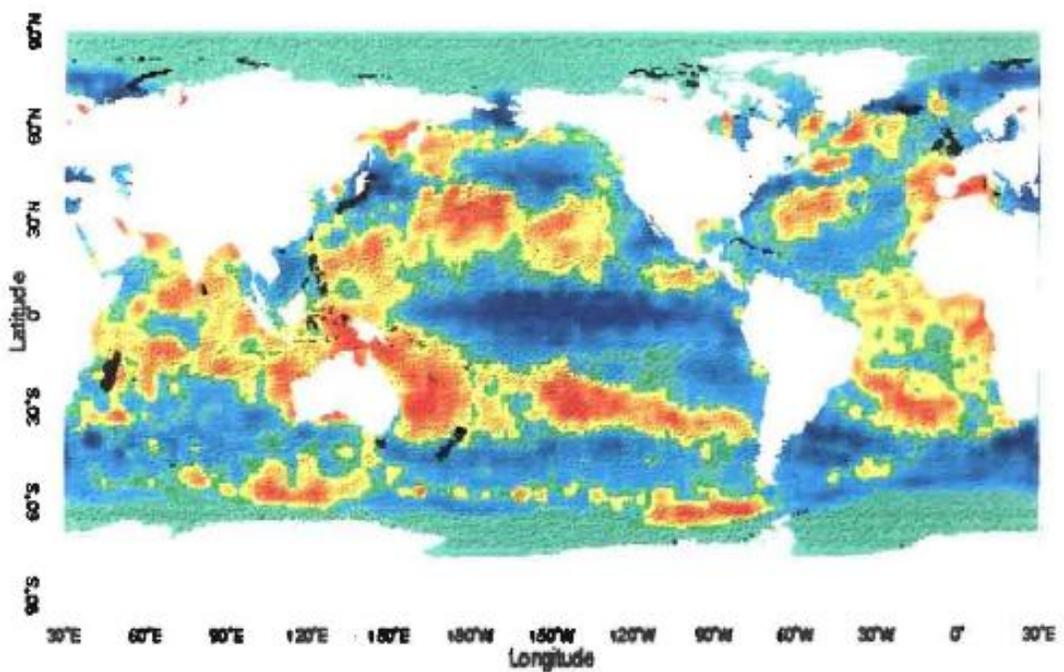
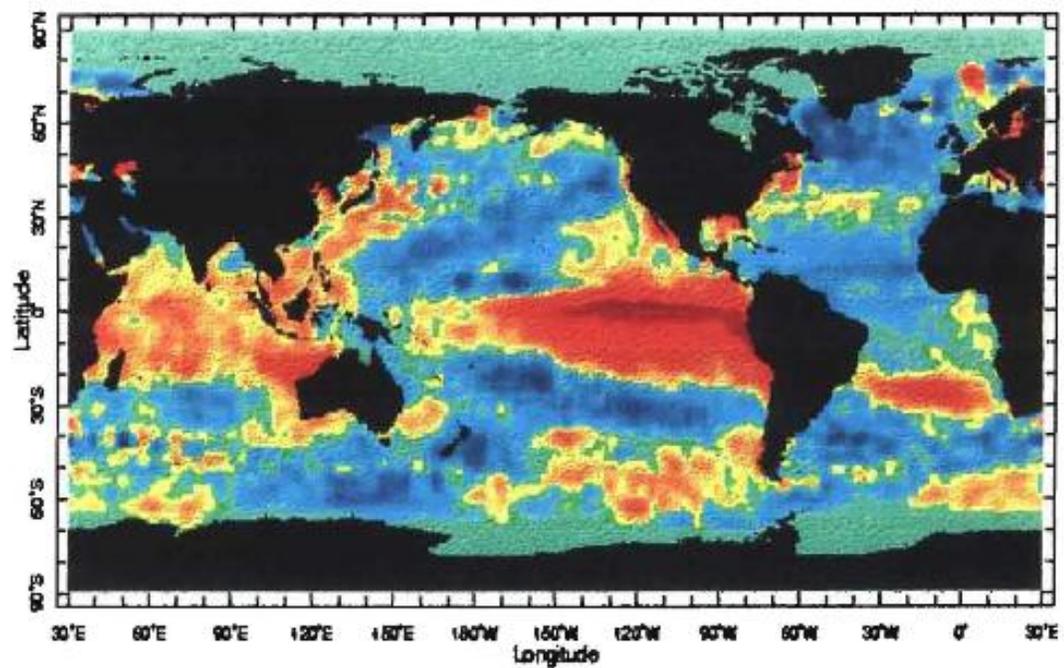


Figura 2.5. Mapas de anomalías de TSM para los meses de diciembre de 1982 (superior) y noviembre de 1988 (inferior). Datos del Proyecto de Reanálisis de NCEP/NCAR.

En la Figura 2.6 se presenta un esquema de la circulación zonal que se establece sobre el Océano Pacífico tropical, también llamada Circulación de Walker. Son evidentes las perturbaciones que se observan durante El Niño. En la Figura 2.7 se muestra el diagrama de las anomalías en la presión atmosférica superficial durante el período noviembre 1982 a enero 1983 (fase cálida del ENSO, correspondiente a uno de los fenómenos de El Niño más fuertes que se ha producido en el Siglo XX). Allí se observan las anomalías negativas de presión en el Pacífico hacia los 120-140°O, 20°S y las anomalías positivas de presión atmosférica en la región del norte de Australia. Se observa la variación coherente de los centros de presión asociados con la Oscilación del Sur.

La dinámica del ENSO puede resumirse de la siguiente manera (ver *Lau y Busalachi, 1995*). Bajo condiciones normales, el viento superficial en el Océano Pacífico tropical sopla permanentemente de este a oeste arrastrando agua caliente en superficie y aumentando el nivel del mar hacia el oeste y disminuyéndolo en el este, lo que produce surgencia de aguas frías profundas en la región de la costa Peruana y Ecuatoriana. Debido a las condiciones favorables para la convección atmosférica, creadas por la alta temperatura del agua, el Océano Pacífico occidental mantiene una de las mayores tasas de precipitación del mundo, con promedios de 2500 mm/año. Allí se da un exceso de lluvia con respecto a la evaporación, de manera que para mantener el balance de agua debe haber importación de humedad atmosférica hacia los trópicos desde otras regiones. Cuando se presenta alguna de las fases del ENSO, el balance de humedad y energía del sistema atmósfera-oceano sufre cambios muy fuertes: los vientos superficiales del este se debilitan, las aguas cálidas del Pacífico ecuatorial retroceden hacia el este, lo cual ocasiona una reducción de la convección y de la precipitación sobre el Pacífico occidental y un aumento sobre el Pacífico central. De otra parte, se da una reducción de la actividad convectiva sobre la mayor parte del cinturón tropical, en particular sobre Sur América, los Océanos Atlántico tropical e Indico, a pesar del hecho que estas regiones están, en general, asociadas con anomalías positivas en las temperaturas superficiales del mar (*Soden y Fu, 1995*). La redistribución de agua y energía en la cuenca oceánica ocasiona una profundización de la termoclina que, además, inhibe la surgencia de aguas frías a lo largo de la costa Suramericana. Esta es una razón por la que se calientan las aguas costeras (hasta 5°C), y se reduce drásticamente la cantidad de nutrientes en el agua, ocasionando una merma de peces y otras especies marinas. La industria pesquera de Perú y Ecuador se ve afectada por esto. Asociado a los cambios sobre el Pacífico tropical, se presenta una redistribución de la energía que se manifiesta en cambios fuertes en los patrones de precipitación, temperatura, vapor de agua, y en general, en la circulación atmosférica y oceánica globales. En la Figura 2.8 se presenta un esquema de las perturbaciones oceánicas y atmosféricas más robustas que ocurren durante la fase cálida del ENSO. Ver también el trabajo de *Harrison y Larkin (1998)*.

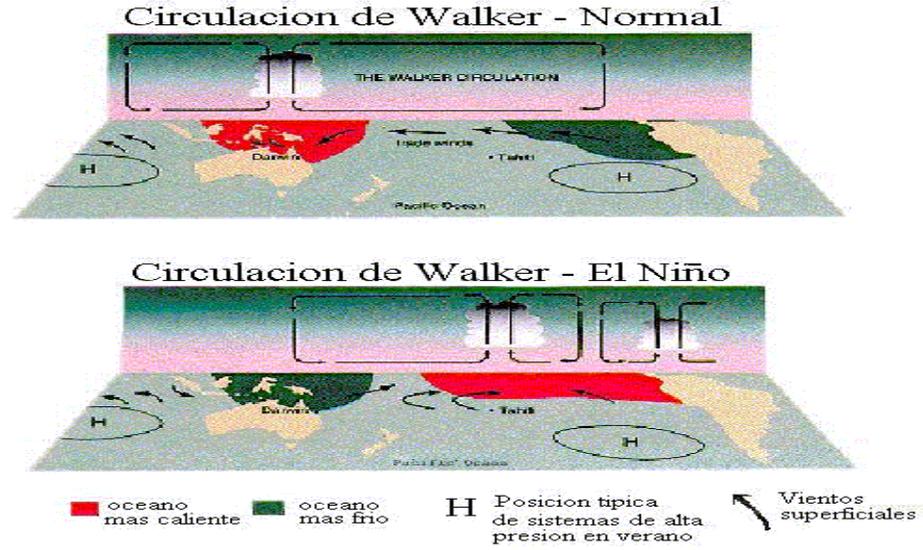


Figura 2.6. Esquema de la circulación zonal que se establece sobre la atmósfera del Océano Pacífico tropical ó Circulación de Walker. Son evidentes las perturbaciones que se presentan durante El Niño.

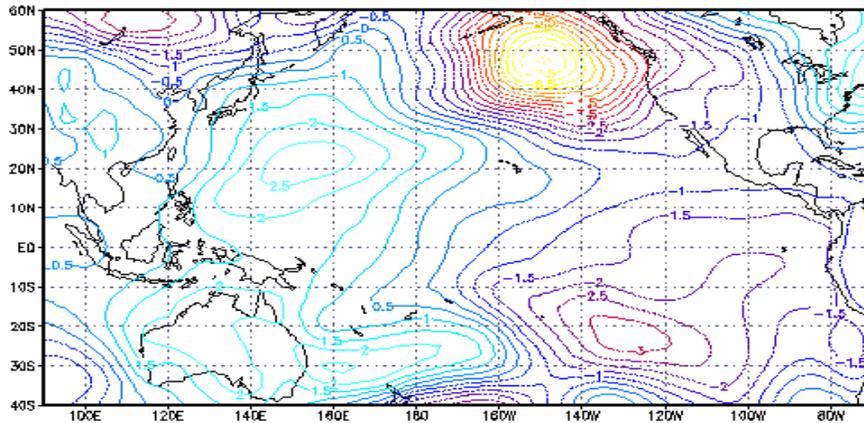
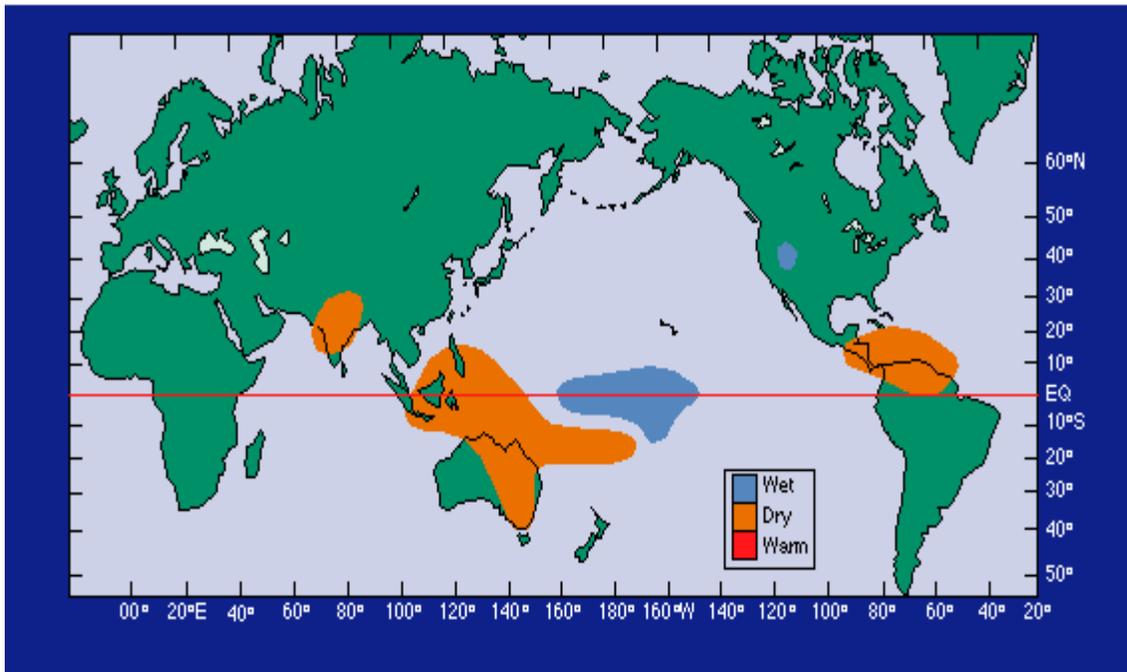


Figura 2.7. Diagrama de las anomalías de Presión Atmosférica Superficial durante el período noviembre 1982 a enero 1983, correspondiente a la fase cálida del ENSO: El Niño.

Las anomalías negativas del SOI están asociadas a los eventos cálidos del océano Pacífico ecuatorial (El Niño), y las anomalías positivas están asociadas a los eventos fríos (La Niña). Durante El Niño se producen sequías en África, en la parte tropical de América del Sur, en Australia, inundaciones en California, Perú, Ecuador y el sur-este de Sur América, entre otros. Algunas regiones experimentan efectos directos, mientras que otras son afectadas a través de teleconexiones atmosféricas (*Horel y Wallace, 1981; van Loon y Madden, 1981; Glantz et al., 1991*). El ENSO es un fenómeno cuasi-periódico con una recurrencia promedio de cuatro años, presentándose entre dos y siete años (*Trenberth, 1991*). La explicación de la importancia de estas anomalías climáticas radica en el hecho que durante el ENSO se perturba el transporte oceánico-atmosférico de energía y momento angular desde el ecuador a los polos. Las anomalías en la precipitación tienen mucho que ver en ello (*Volland, 1988, p.224*), y se convierten en un jugador activo de las perturbaciones climáticas. Los efectos del ENSO sobre las variaciones el momento angular total de la Tierra, vía las anomalías en el momento angular atmosférico, son de tal magnitud que la longitud del día se alarga en el orden de 400 μ s durante la fase cálida del ENSO, lo cual se explica por razones de conservación del momento angular total del planeta (*Dickey et al., 1994*). También hay evidencias que indican que el ENSO afecta la concentración de CO₂ en la atmósfera terrestre vía las perturbaciones del ciclo del Carbono que se producen debido a la alteración de la estructura vertical del océano Pacífico, a su vez ocasionada por las ondas de Kelvin oceánicas que se desencadenan durante El Niño (ver *Meyers y O'brien, 1995*).

La influencia del ENSO sobre la hidroclimatología global se manifiesta en escalas de tiempo que van desde varios meses hasta décadas (*Glantz et al., 1991; Philander, 1990; Diaz y Markgraf, 1993, Trenberth y Hoar, 1996*). En la Figura 2.9 se presentan las regiones del planeta afectadas por anomalías de lluvia y temperatura durante la ocurrencia de la fase cálida del ENSO (El Niño), durante el verano y el invierno del hemisferio norte. La región tropical de América del Sur presenta anomalías negativas (períodos más secos de lo normal) durante El Niño. En la Figura 2.10, tomada de *Horel y Wallace (1981)* se presenta un esquema del patrón de anomalías de altura geopotencial característico de la región Pacífico-Norte América (PNA, por sus iniciales en inglés) durante las condiciones de El Niño en el Océano Pacífico tropical. Es claro el patrón de onda Rossby que viaja de los trópicos a los extra-trópicos para causar las teleconexiones.

VERANO DEL HEMISFERIO NORTE



INVIERNO DEL HEMISFERIO NORTE

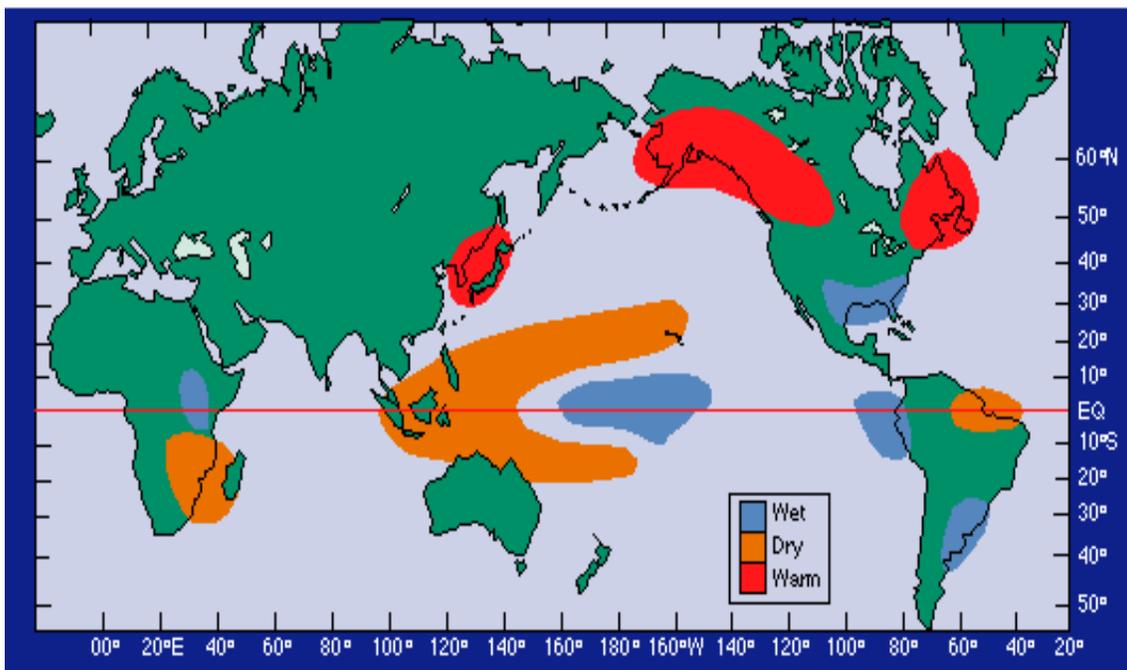


Figura 2.9 Regiones y temporada de anomalías de lluvia en el mundo en el verano (superior) y el invierno (inferior) del Hemisferio Norte, durante la ocurrencia de la fase cálida del ENSO (El Niño)

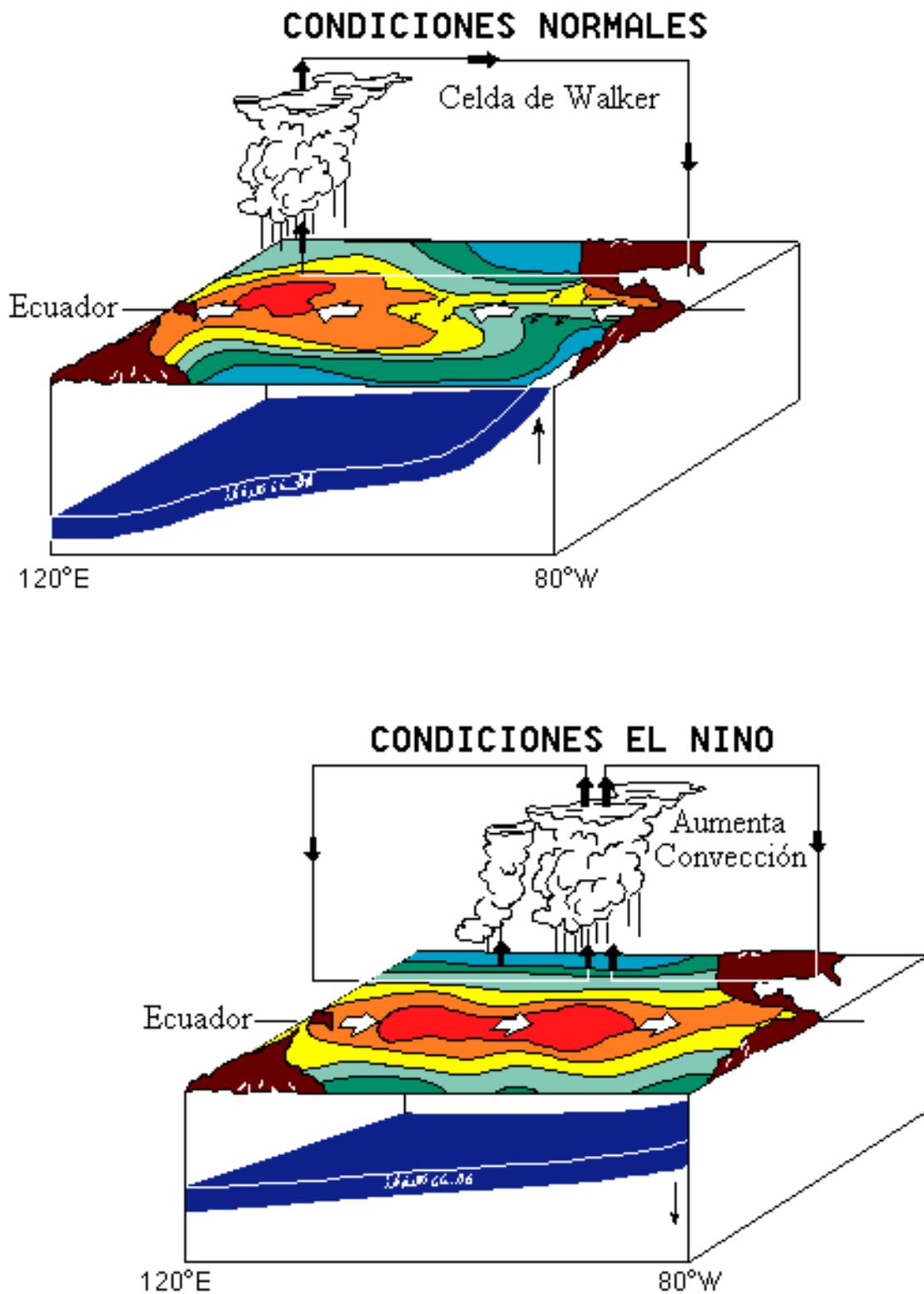


Figura 2.8. Esquema de las perturbaciones oceánicas y atmosféricas más robustas que ocurren sobre el Océano Pacífico tropical durante la fase cálida del ENSO.

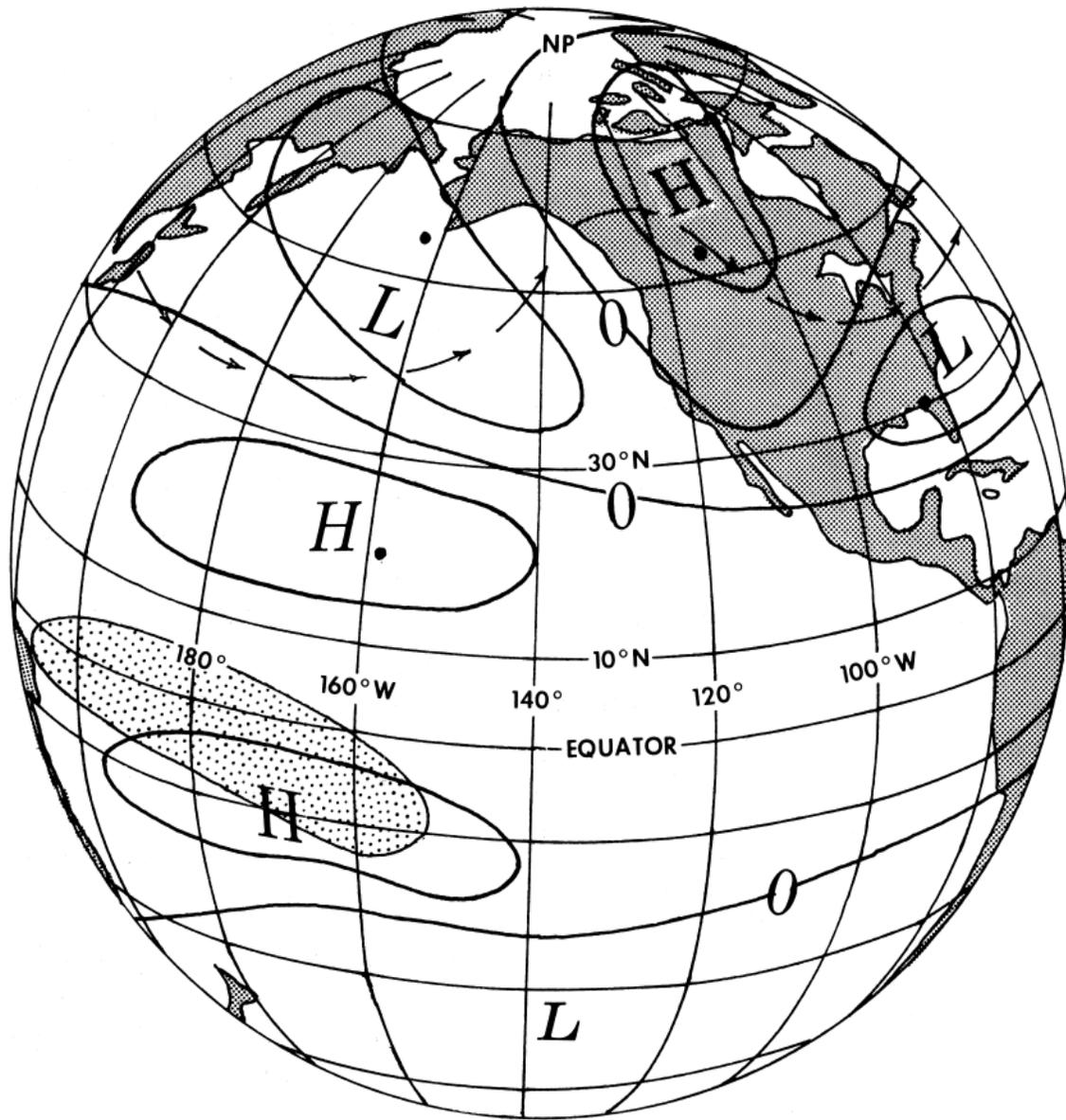


Figura 2.10. Esquema del patrón de anomalías de altura geopotencial característico de la región Pacífico-Norte América (PNA, por sus iniciales en inglés) durante las condiciones de EL Niño en el Océano Pacífico tropical. Tomado de Horel y Wallace (1981)

Kiladis y Diaz (1989) dan la siguiente clasificación para los eventos El Niño del presente siglo: 1902, 1904, 1911, 1913, 1918, 1923, 1925, 1930, 1932, 1939, 1951, 1953, 1957-1958, 1963, 1969, 1972-1973, 1976-1977, 1982-1983, 1986-1987, y 1991-1992. Recientemente, El Niño se ha presentado durante 1994-1995 y 1997-98. *Trenberth y Hoar* (1996) argumentan que durante el período 1991-1995 ocurrió un evento El Niño de 5 años de duración, pero *Goddard y Graham* (1997) sugieren que aunque ese período fue caracterizado por temperaturas superficiales del mar más calientes de lo normal en regiones del Pacífico central y oriental, los análisis de la termodinámica oceánica contrarían la caracterización de éste como un sólo episodio de gran duración.

A continuación se describen los aspectos más sobresalientes del ENSO y su dinámica. La recopilación se basa principalmente en el texto de *Battisti y Sarachick* (1995). Ver también el trabajo de *Harrison y Larkin* (1998). El estudio de la variabilidad interanual del Océano Pacífico tropical se ha centrado en el entendimiento de la existencia de diversos modos de oscilación del sistema acoplado inestable océano-atmósfera. Los dos modos más simples son un modo “Rossby” de propagación lenta advectiva hacia el oeste (*Gill, 1985; Hirst, 1986*), y un modo no estable tipo “Kelvin” con propagación al este (*Philander et al., 1984; Yamagata, 1985*). Sin embargo, estos extremos en los modos de oscilación de la inestabilidad del sistema atmósfera/océano no explican adecuadamente la naturaleza del ENSO, por tres razones. Primero, en el Océano Pacífico se presenta una asimetría fundamental este-oeste en las temperaturas (una vertiente oriental más fría). Segundo, las anomalías observadas de TSM no parecen propagarse sistemáticamente. Y tercero, a partir de las observaciones se ha deducido que las escalas de tiempo asociadas con las interacciones locales aire-océano son comparables al tiempo de ajuste dinámico del océano tropical. Es claro, entonces, que los modos de propagación mencionados no representan la naturaleza del ENSO.

Cuando se consideran las observaciones, los rasgos más característicos que se observan en el trópico durante el ENSO son: (1) anomalías cuasi-estacionarias de TSM en el Pacífico central y oriental; (2) al comienzo del evento, se presenta un debilitamiento de los vientos alisios asociado con las anomalías positivas de TSM; (3) una profundización de la termoclina en el este y un resurgimiento en el oeste a lo largo del ecuador; (4) con anterioridad al pico del evento ENSO, la termoclina anómalamente profunda en el Pacífico central/oriental comienza a retornar a sus valores normales climatológicos. Además, generalmente hay un incremento en los alisios en el Pacífico occidental una o dos estaciones antes del comienzo del evento ENSO. En la actualidad la

teoría del ENSO que mejor se ajusta a las cuatro observaciones citadas es el modelo del Aoscilador retrasado (*Suarez y Schopf*, 1988; *Battisti y Hirst*, 1989; *Philander*, 1990, p. 243-245). Se trata de un modelo físico del funcionamiento del sistema océano-atmósfera en el Océano Pacífico, en el cual las ondas Rossby excitadas durante una fase de la Oscilación del Sur aparecen más tarde como ondas Kelvin que dan lugar a la culminación de esa fase. Esta teoría exige que la escala de tiempo del ajuste de la cuenca oceánica sea comparable con la escala de tiempo asociada a las interacciones locales aire-mar. Adicionalmente, el mecanismo del oscilador retrasado postula que los ajustes dinámicos en la mitad oriental de la cuenca oceánica afectan las TSM (y por consiguiente la circulación atmosférica) cambiando la temperatura del agua que se mezcla seguidamente con la capa superficial del océano. Tanto el modelo del oscilador retrasado de *Suarez y Schopf* (1988) como el de *Battisti y Hirst* (1989) fueron formulados suponiendo que el modo de oscilación del sistema acoplado atmósfera-océano es estacionario y confinado a la parte oriental de la cuenca oceánica. Si la naturaleza del ENSO es explicada por el mecanismo del oscilador retrasado, esta teoría también proporciona una base teórica para explicar el papel de la memoria del océano en el ENSO y, por tanto, brinda expectativas de tener una buena capacidad de predicción del estado del clima del Océano Pacífico, con varios meses de antelación.

Mientras que los fenómenos (1) a (4) citados anteriormente son consistentes con la teoría del oscilador retrasado, hay inconsistencias entre las observaciones durante el comienzo del evento. Específicamente, el fortalecimiento de los alisios que generalmente precede al evento no está contemplado en la teoría del oscilador retrasado, ni en los modelos atmósfera/océano de los cuales se deriva la teoría. *Li y Clarke* (1994) usan la teoría de ondas ecuatoriales y datos de registros de mareas para construir un registro de la amplitud observada del Pacífico occidental. Al correlacionar la señal Kelvin reconstruida con un índice de la anomalía de gran escala del viento zonal, encuentran que la estructura del diagrama de correlaciones rezagadas es inconsistente con la teoría del oscilador retrasado del ENSO. Los aspectos físicos asociados con la estructura de correlación reportada en *Li y Clarke* (1994) han sido examinados por *Mantua y Battisti* (1994a), mediante un modelo del océano forzado con las anomalías de vientos observadas, para obtener la señal Kelvin del Pacífico occidental (altamente correlacionada con la obtenida por *Li y Clarke*, 1994, usando datos y métodos independientes). Así demuestran que la teoría del oscilador retrasado no explica la terminación de los eventos cálidos del ENSO. Las correlaciones generales entre la amplitud Kelvin observada y la anomalías de los vientos son muy bajas, a la luz de la teoría del oscilador retrasado puro: los eventos ENSO no son siquiera periódicos. Conclusiones similares han sido obtenidas por *Nagai et al.* (1992) con un MCG acoplado atmósfera/océano.

Finalmente, *Penland y Magorian (1993)* y *Penland y Sardeshmukh (1995)* plantean la hipótesis que sostiene que el sistema océano-atmósfera del Pacífico tropical es estable en un sentido global, y atribuyen la variabilidad del ENSO a la respuesta del sistema ante un forzamiento estocástico. De manera que sin el forzamiento externo (ruido) no habría eventos ENSO. Esta hipótesis aparentemente contradice estudios anteriormente mencionados sobre los modos inestables de variabilidad. Si la hipótesis es correcta, tanto los modelos acoplados de océano-atmósfera de nivel intermedio, como los modelos híbridos acoplados de océano (numérico) y atmósfera (estadísticos), deberían demostrar comportamiento estable, no oscilatorio.

El primer pronóstico climático de corto plazo (meses a años) con un modelo acoplado atmósfera-océano fue hecho casi después del desarrollo de un modelo simplificado acoplado para simular el fenómeno ENSO. Este pronóstico predecía el crecimiento de TSM cálidas en el Pacífico tropical un año antes del comienzo de la fase cálida del ENSO de 1986/7 (*Cane et al., 1986*). Desde esa época, el campo del pronóstico climático de corto plazo, especialmente en lo relacionado con el ENSO, se ha desarrollado con vigor. Ahora se sabe, a partir de numerosos pronósticos estadísticos y dinámicos, que hay buena posibilidad de pronóstico de las TSM en el Pacífico con una anticipación de varias estaciones (ver *Barnston et al., 1994* y *Latif et al., 1994*). Tal habilidad depende del modelo y de los métodos de inicialización. Los modelos que son inicializados solamente poniendo a soplar los vientos sobre el océano hasta el tiempo inicial y luego acoplándolos a la atmósfera, generalmente tienen una capacidad de predicción que presenta coeficientes de correlación alrededor de 0.8 para el índice de temperaturas de la región Niño-3 y después mantienen una habilidad de predicción útil, hasta alrededor de un año.

La capacidad de predicción decae considerablemente cuando el pronóstico pasa por la primavera, independientemente del mes que se comiencen las predicciones. Esta caída en la capacidad de predicción ha sido denominada como la “barrera de predecibilidad”. *Webster y Yang (1992)* sugieren que esta es una barrera intrínseca para las predicciones climáticas en los trópicos. Sin embargo, recientemente *Rosati et al. (1995)* han escalado la barrera exitosamente en un número limitado de pronósticos asimilando datos térmicos del océano a las condiciones iniciales para efectuar el pronóstico. Y *Chen et al. (1995)* no encuentran la barrera de predecibilidad cuando “anudan” los vientos del modelo acoplado de Zebiak-Cane con los vientos observados, al generar las condiciones iniciales de los pronósticos, como quiera que obtuvieron correlaciones mayores que 0.6 para rezagos de hasta 12 meses, independientemente del mes en que se iniciaba el pronóstico.

La predecibilidad del ENSO parece mayor durante los meses del invierno del hemisferio norte. Esta conclusión se obtiene al analizar las correlaciones rezagadas del SOI para los meses del año. En la Figura 2.11 se presenta el diagrama del ciclo anual de los coeficientes de correlación mensual, se trata de las correlaciones existentes entre los meses señalados sobre la abscisa y los meses precedentes (el rezago en meses se presenta sobre cada curva). Allí se observa la caída en el valor de los coeficientes de correlación mensual durante el período de la primavera del hemisferio norte, como lo muestran *Webster (1995)*, para todos los rezagos. Además se observa que para los meses del invierno del hemisferio norte (diciembre-febrero), los valores del coeficiente de correlación permanecen restringidos dentro de un intervalo estrecho de valores altos (0.5-0.7), independientemente del rezago con el que se quiera predecir tales meses. En el verano se presenta una alta dispersión en los valores de los coeficientes de correlación, para los diferentes rezagos. Estos resultados confirman la importancia del ciclo anual en la dinámica del ENSO.

Los cambios en TSM en las regiones tropicales son consistentes con los cambios en los patrones de precipitación y vientos. Por tanto, se puede decir con confianza que la capacidad de predicción de las TSM tropicales implica una capacidad en la predicción de la precipitación y los vientos en los trópicos. Pero los efectos extratropicales de los cambios en las TSM tropicales son más difíciles de pronosticar.

2.2 EFECTOS DEL ENSO SOBRE EL TRÓPICO SURAMERICANO

En general, hay un patrón coherente de anomalías climáticas e hidrológicas sobre el trópico Sur Americano durante las fases extremas del ENSO. En general, existe coherencia entre las anomalías hidrológicas del trópico Sur Americano (Colombia, Venezuela, Guyana, Surinam, Guyana Francesa y la cuenca del Amazonas) y las dos fases del ENSO. Con ciertas diferencias en el tiempo y en la intensidad, estas regiones exhiben anomalías negativas en lluvias y caudales durante El Niño. El cuadro de efectos opuestos es también generalmente válido durante la fase fría (La Niña). Los efectos climáticos e hidrológicos del ENSO sobre las diversas regiones de América Latina han sido investigadas por los autores siguientes:

XMéxico: *Cavazos y Hastenrath (1990)* y *Reyes y Mejía-Trejo (1991)*.

XCuba: *Cárdenas y Naranjo (1996)*.

XAmérica Central y el Caribe: *Rogers (1988)*.

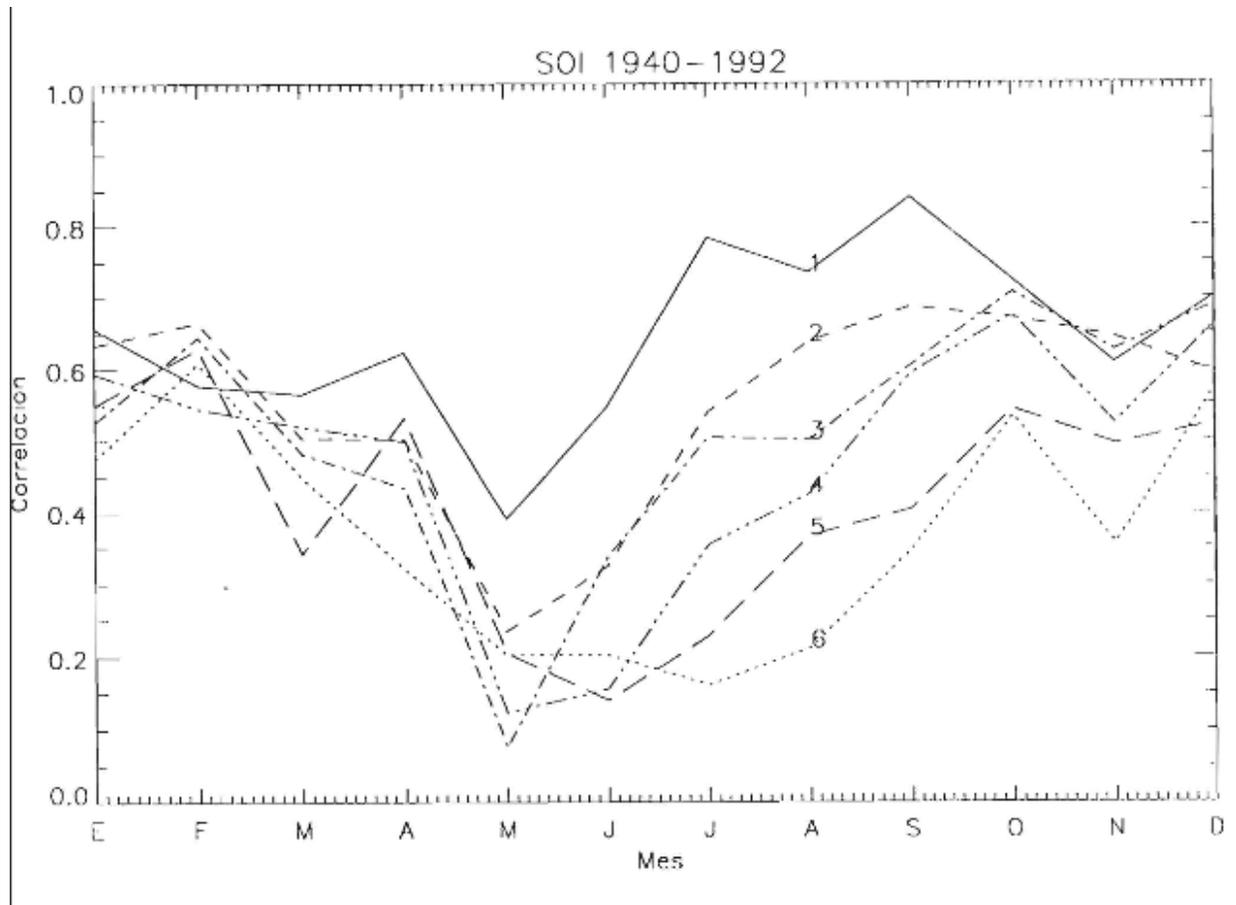


Figura 2.11. Diagrama del ciclo anual de los coeficientes de correación mensual del Índice de oscilación del Sur (SOI). Se trata de las correlaciones entre los meses indicados en la abcisa y los meses precedentes. El rezago en meses se indica con el número sobre cada curva.

- Costa Rica: *Waylen et al. (1994)* y *Waylen et al. (1996)*.
- Panamá: *Estoque et al. (1985)* y *Piechota et al. (1994)*.
- Colombia: *Poveda y Mesa (1993, 1995, 1996, 1997)*, *Montealegre y Pabón (1992)*, *Poveda (1994a y b)*, *Mesa et al. (1994)*, *Carvajal et al. (1994)*, *Salazar et al. (1994)*, *Montealegre (1996)*, *UNAL-UPME (1996)*, *Carvajal et al. (1998)*, *Poveda (1997)*, *Gil y Quiceno (1997)*, y *Mesa et al. (1997)*.
- Venezuela: *Pulwarty et al. (1992)*.
- Ecuador: *Gessler (1994)*.
- Perú: *Waylen y Caviedes (1986)* y *Tapley y Waylen (1990)*.
- En la cuenca Amazónica: *Marengo (1992)*, *Marengo y Hastenrath (1993)*, *Richey et al. (1989)* y *Obregón y Nobre (1990)*.
- Brasil: *Kousky et al. (1984)*, *Rao y Hada (1990)*, *Hastenrath y Greischar (1993)*, *Kayano et al. (1988)* y *Chu (1991)*.
- Sur-este de Sur América: *Mechoso y Pérez Iribaren (1992)* y *Pisciottano et al. (1994)*.
- Chile: *Aceituno y Vidal (1990)*, *Rutlant y Fuenzalida (1991)*, *Aceituno y Montecinos (1993)* y *Piechota et al. (1994)*.

Los trabajos de *Aceituno (1988 y 1989)*, *Kiladis y Diaz (1989)*, *Hastenrath (1990)*, *Halpert y Ropelewsky (1992)*, *Caviedes y Waylen (1991)*, y *Ropelwesky y Halpert (1996)* colocan la región dentro del contexto climático hemisférico y global del ENSO.

Ropelewsky y Halpert (1987) efectúan análisis de amplitud y fase de la relación entre la Oscilación del Sur y los registros de precipitación en el mundo. La Figura 2.12 presenta los resultados obtenidos para América del Sur. Allí se observa que el trópico Sur Americano exhibe anomalías negativas de precipitación durante el período Julio (0) a marzo (+1), con una de las señales más claras de dependencia del ENSO en el mundo.

Hastenrath et al. (1987) reportan coeficientes de correlación entre valores bi-mensuales del SOI y las lluvias de la región de América Central y el Caribe, para el período 1935-90 (CARIB) y entre el SOI y los caudales del río Magdalena en Calamar (M/LENA) durante 1935-1983,

así:	ja	so	nd	ef	ma	mj	ja	so	nd
CARIB(%)	12	04	16	59	58	54	47	55	27
M/LENA(%)	49	51	52	57	50	50	33	34	09

Ambas series exhiben altas correlaciones positivas con el SOI, particularmente para el bimestre enero-febrero.

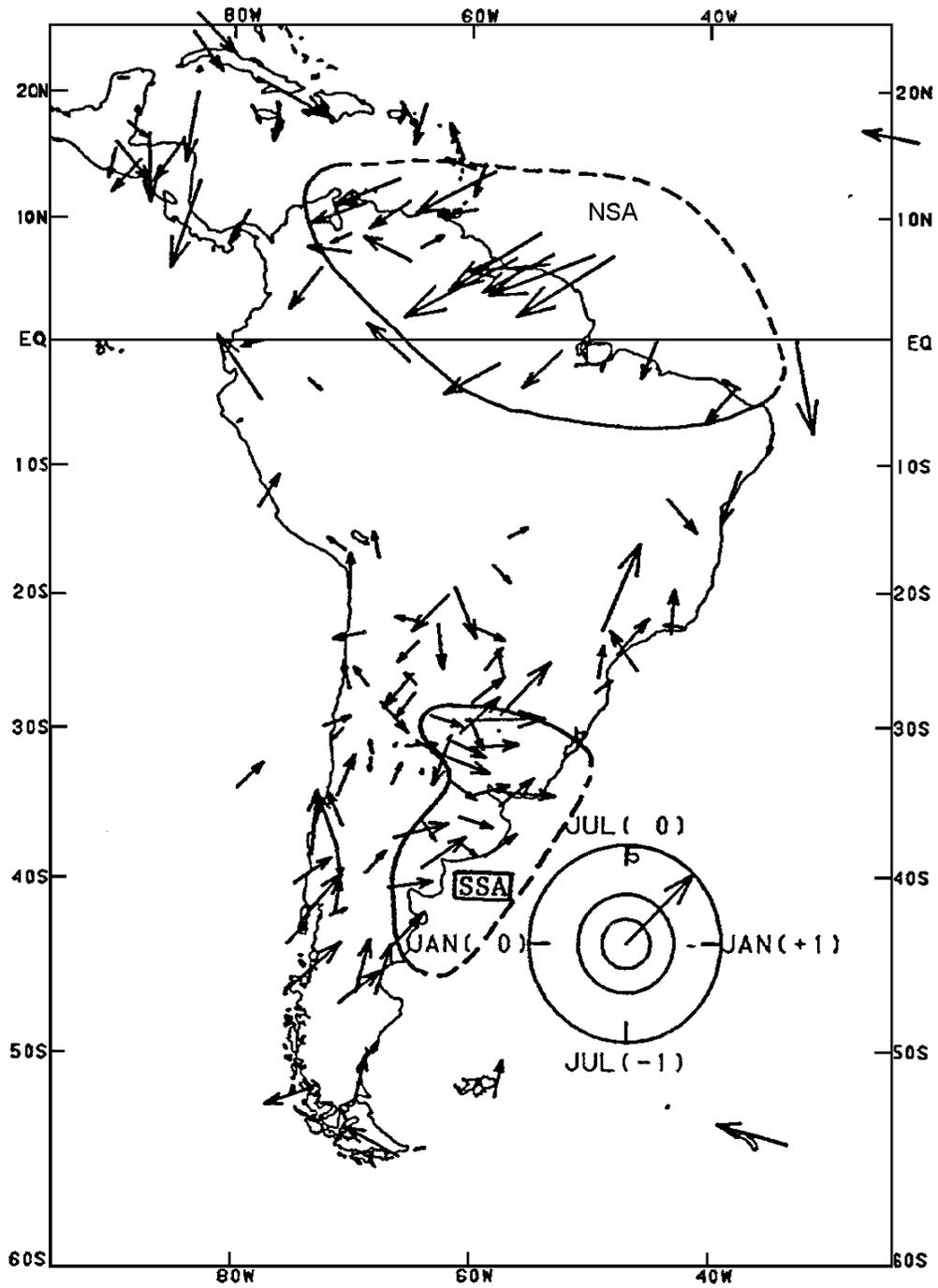


Figura 2.12. Amplitud y fase de la dependencia ENSO-precipitación sobre América del Sur. Tomada de Ropelewsky y Halpert (1987).

Rogers (1988) reporta que durante el trimestre julio-agosto-septiembre, la precipitación es más alta en la fase ALTA del SOI (La Niña) que en la fase BAJA (EL Niño) sobre el sur de México, América Central y el norte de Sur América. Tal situación es explicada en términos de una anomalía positiva de la altura geopotencial en la alta tropósfera durante eventos de BAJA. Además, *Rogers* también reporta que en la fase alta del SOI (fase fría del ENSO o La Niña), la precipitación de octubre-noviembre-diciembre y de enero-febrero-marzo es mucho más alta que en la fase baja, sobre regiones del Caribe, el norte de la cordillera de los Andes y en Sur América hasta alrededor de los 5°S.

El trabajo de *Kiladis y Diaz* (1989) identifica un dipolo seco/húmedo sobre norte/sur de Sur América durante la ocurrencia de El Niño, que se manifiesta más fuertemente en el período septiembre-octubre-noviembre (año 0) y diciembre-enero-febrero (año +1) con una señal bien definida en Bogotá. Ver Figura 2.13.

El trabajo de *Hastenrath* (1990) es pionero en la literatura acerca de la influencia del ENSO sobre los caudales de ríos de Colombia y en el norte de Sur América. Los registros de caudales medios mensuales del río Magdalena exhiben correlaciones positivas particularmente fuertes con el SOI (44%), y con diversos índices del clima del Océano Pacífico tropical tales como ZON (+36%), MER (+30%), y U85 (+38%) como también altas correlaciones negativas con el índice de anomalías en las temperaturas superficiales del mar en el Pacífico central ecuatorial (PWT, -52%). *Hastenrath* sostiene que en la fase alta de la Oscilación del Sur (fase fría del ENSO, o La Niña) los caudales altos del río Magdalena aparecen en consonancia con vientos alisios del Caribe debilitados y un flujo acelerado de vientos trans-ecuatoriales sobre el Pacífico oriental. Así, para el período 1940-1970, la ecuación de regresión múltiple que *Hastenrath* obtiene para los caudales del río Magdalena (enero-febrero) está dada como:

$$RIV_{EF} = -255.25 + 0.47RIV_{SO} + 650.96 ZON_{SO} + 1136MER_{SO},$$

en donde RIV_{ij} corresponde al caudal del río Magdalena en el bimestre ij , ZON corresponde a la componente zonal de los vientos superficiales en la región 10°-20°N, 70°-80°W y MER corresponde a la componente meridional de los vientos superficiales en la región 0°-6°N, 80°-90°W. El coeficiente de correlación entre los valores observados para el período 1971-1987 y los predichos por la ecuación dada es de 0,74.

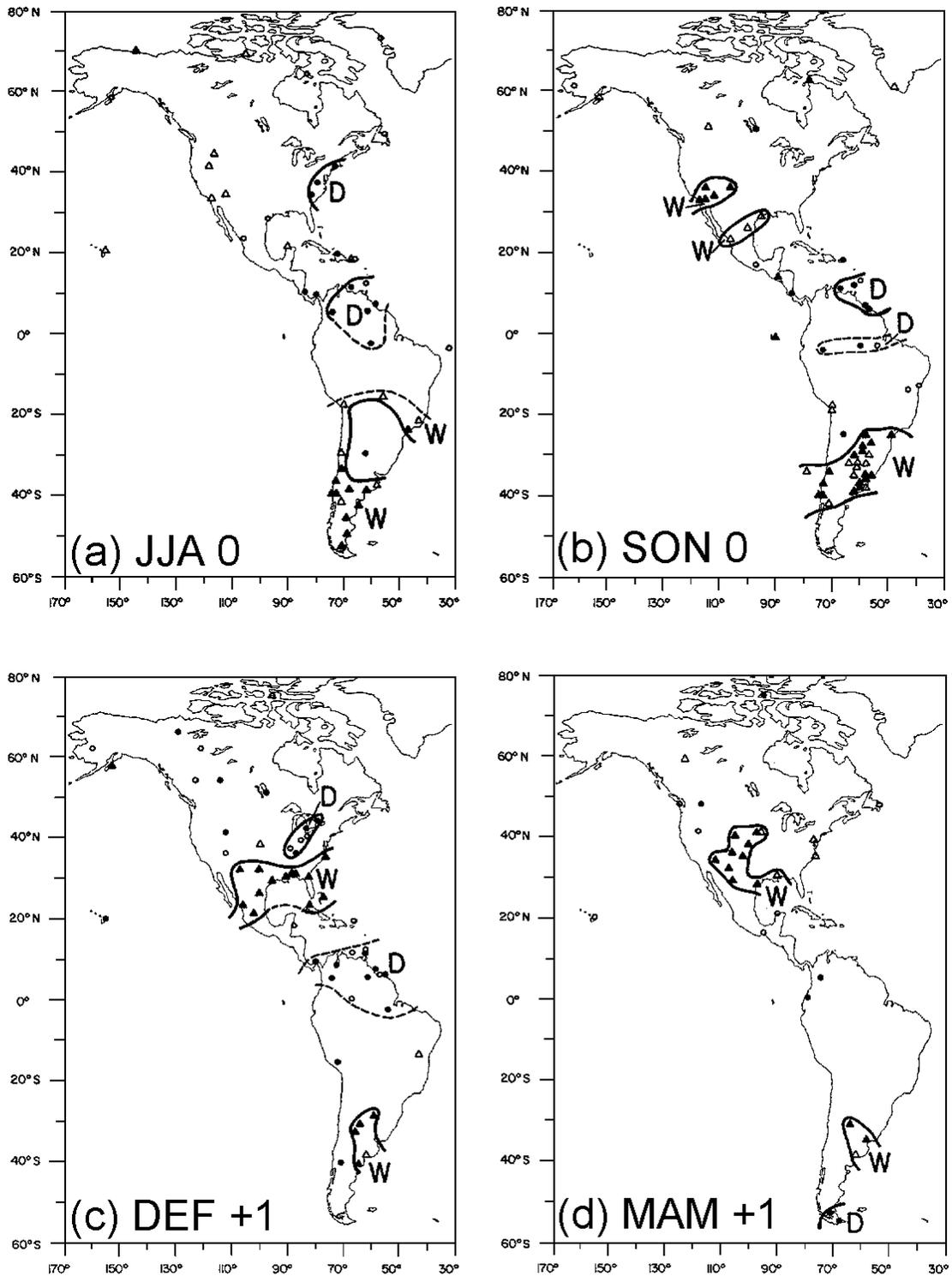


Figura 2.13. Mapas del signo del compuesto de la diferencia entre eventos caliente y frío, de la precipitación en América del Sur para (a) JJA (0); (b) SON (0); (c) DEF(+1); (d) MAM(+1). Tomada de Kiladis y Diaz (1989).

Lau y Sheu (1988) mediante análisis de funciones Ortogonales Empíricas identifican regiones de crecientes y sequías para las cuales el patrón de lluvias está relacionado con la Oscilación del Sur. Entre las regiones de sequía se encuentran Venezuela, Colombia y el Amazonas. Ver Figura 2.14.

En el trabajo de *Hastenrath y Greischar* (1993) se investigan los mecanismos de la circulación atmosférica durante los años húmedos y secos en la región del Nordeste brasilero, que en muchos años coinciden con las anomalías climáticas del mismo signo en Colombia. En la Figura 2.15 se presentan los resultados de ese trabajo para las temperaturas, presiones, vientos, y nubes reflectivas altas, en Sur América, incluyendo Colombia.

Según *Halpert y Ropelewsky* (1992) Colombia está en la región en donde las anomalías de precipitación (regiones secas) están relacionadas con el ENOS, durante el período Jul(0)-Oct(0). Trabajos recientes de *Ropelewsky y Halpert* (1996) confirma que durante la fase caliente del ENSO (anomalías negativas del SOI), en el período julio (0) a marzo (+1) aparecen condiciones secas concentradas en regiones del este de Venezuela, y que se prolongan hacia los estados del norte del Brasil (ver Figura 2.16). La mediana de la precipitación es alrededor de 200 mm menor que la media en toda el área, y la mediana de la precipitación cae hasta el percentil del 30% de la distribución de la precipitación del período base desde 1938. Por otra parte, también confirman que durante los episodios fríos (anomalías positivas del SOI, o eventos de La Niña), se presenta un 70% de probabilidad de recibir por lo menos la mediana de la precipitación.

Kousky (1984) sugiere que la disminución de la precipitación en la parte norte de Sur América durante la fase cálida del ENSO puede ser debida a un aumento en la subsidencia atmosférica sobre la región asociada con un desplazamiento hacia el oeste de la circulación de Walker en el Atlántico durante los episodios ENSO. *Namias* (1972) mostró que las variaciones de la lluvia tropical sobre las Américas están relacionadas con cambios en la circulación atmosférica de medias y altas latitudes en el hemisferio Norte durante los meses de invierno y primavera.

Aceituno (1988 y 1990) asocia el déficit pluviométrico que se experimenta durante los inviernos australes que coinciden con la fase negativa de la Oscilación del Sur), con una banda coherente que se extiende desde Los Andes, particularmente en Colombia y Venezuela, a lo largo de la cuenca del Amazonas, hasta el Nordeste Brasilero el sector norte del continente a las anomalías positivas de presión en el Caribe y el Atlántico sector tropical del Atlántico norte.

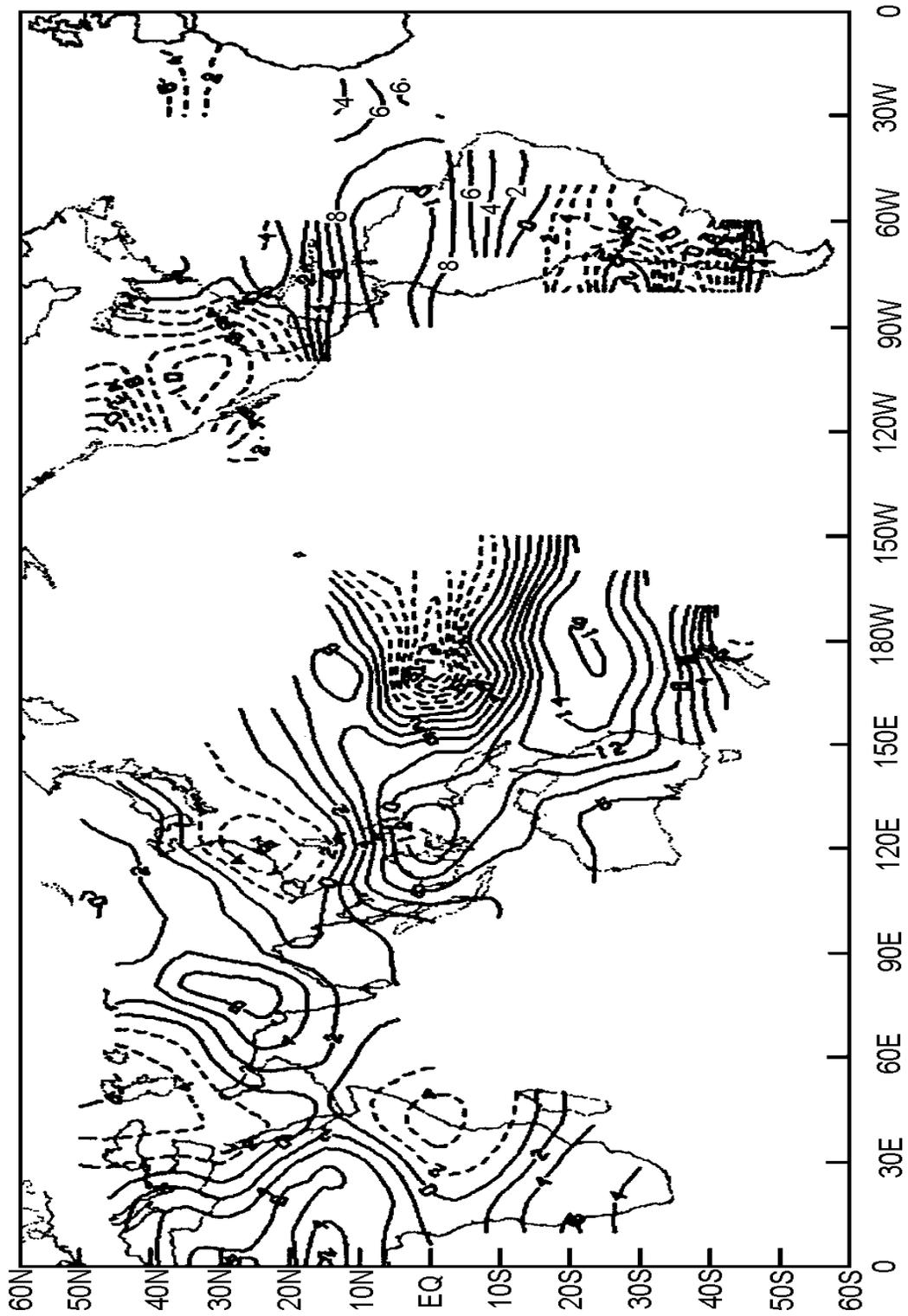


Figura 2.14. Distribución espacial de la primera Función Ortogonal Empírica de la precipitación global asociada al ENSO. Tomada de Lau y Sheu (1992)

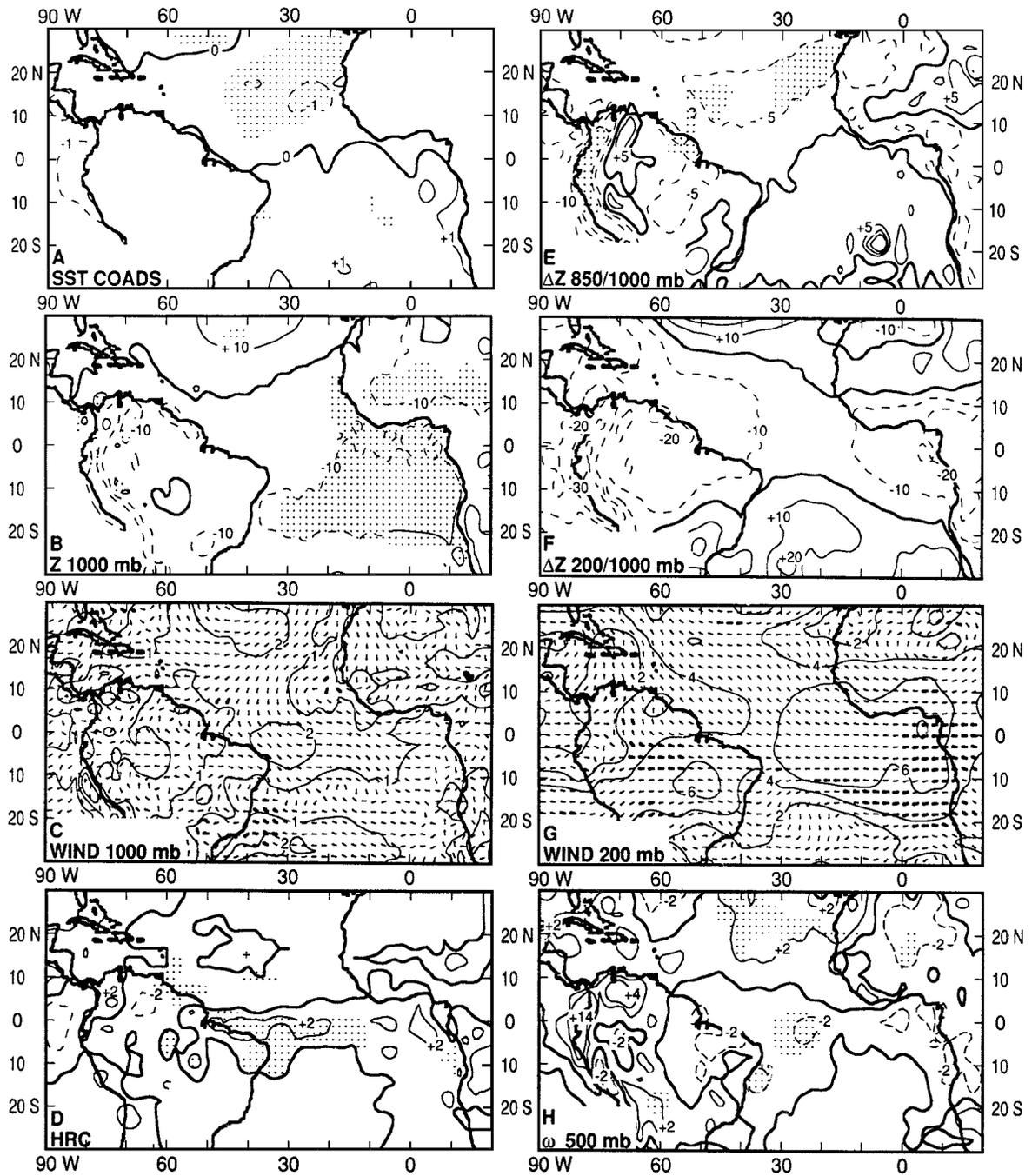


Figura 2.15. Campos de la circulación climática del período marzo-abril en el sector del Atlántico tropical para los años húmedos (1984, 1985, 1986 y 1989) del Nordeste Brasileiro menos los años secos (1980, 1982, 1983 y 1990). (a) TSM, (b) topografía de la superficie de 1000 mb; (c) campo de viento de los 1000 mb; (d) número de días con nubes de alta reflectividad, (e) espesor de la capa 850/1000 mb; (f) espesor de la capa 200/1000 mb; (g) campo de vientos a los 200 mb; (h) movimiento vertical a los 500 mb. Tomado de Hastenrath y Greischar.

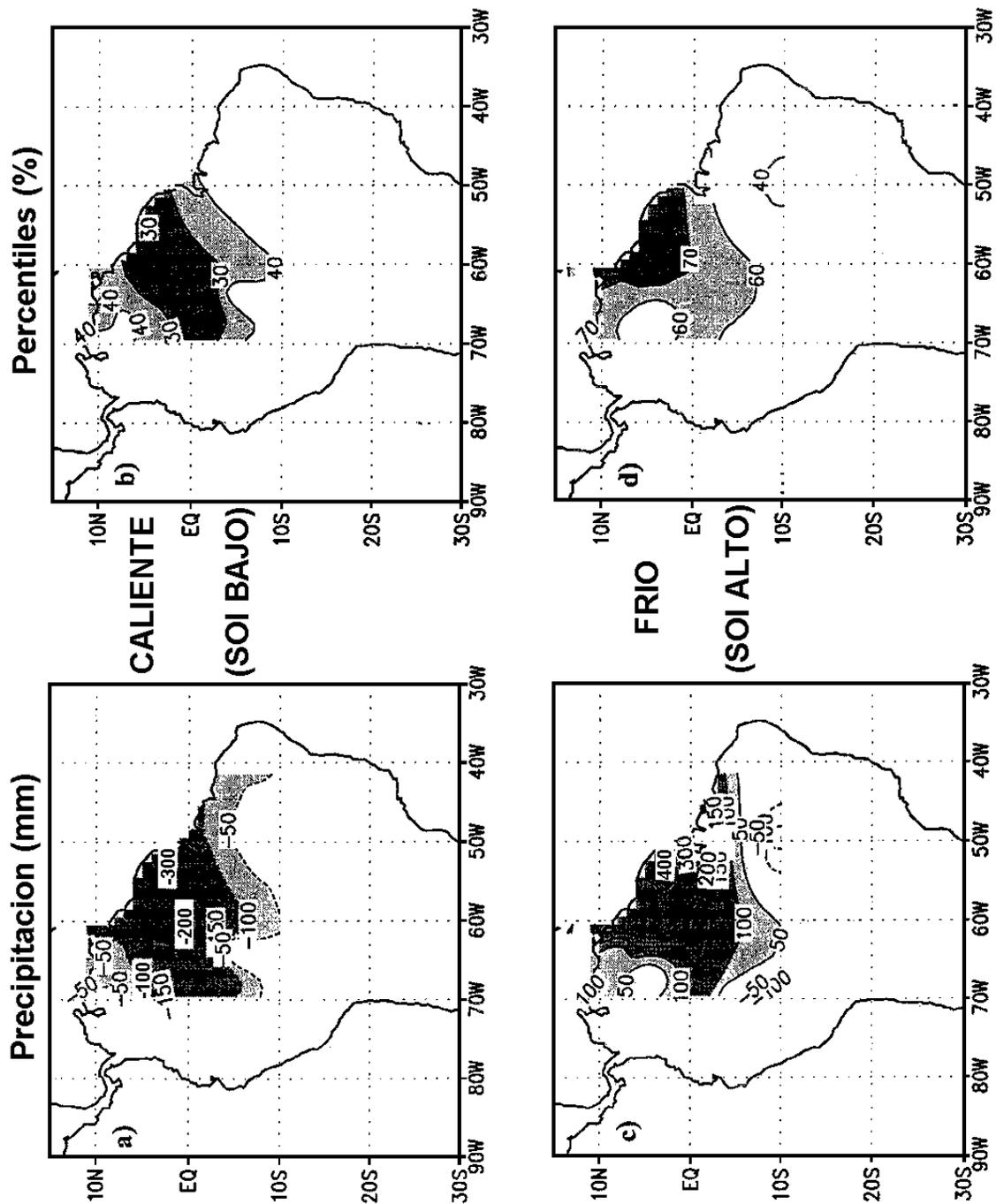


Figura 2.16 Cuantificación de los cambios en la mediana de la precipitación asociada con los extremos de la Oscilación del Sur para el norte de América del Sur, durante la estación Julio (0) a Marzo (+1), expresada en términos de las cantidades (mm) y como percentil de la distribución de probabilidades. Tomada de Ropelewsky y Halpert (1996)

Hastenrath y Greischar (1993) encuentran que durante El Niño de 1983 se presentó una disminución del centro de alta presión del Atlántico Norte, una disminución de los alisios del noreste, un incremento en las temperaturas del mar del Atlántico tropical Norte y una disminución en las temperaturas del Atlántico tropical sur. El desplazamiento del centro de alta presión del Atlántico Norte hacia el ecuador también ha sido reportado en conexión con otros períodos secos en el Norte de América del Sur y el Caribe (*Hastenrath, 1976*).

Una explicación alternativa para la reducción de la precipitación sobre América del Sur durante la fase cálida del ENSO, ha sido presentada por *Rasmusson y Mo (1993)*. Durante los eventos de El Niño de 1982-83, 1986-87 y 1991-92 se ha observado que la celda de Hadley tiene un comportamiento anómalo sobre la región, presentado un movimiento descendente sobre el Norte de Sur América, asociado a una divergencia en la alta tropósfera a través del Norte de México y del Atlántico tropical occidental. Tal movimiento descendente suprimiría el ascenso de aire húmedo y por lo tanto reduciría la precipitación sobre la región.

2.2.1 Radiación de Onda Larga Emergente

Durante El Niño, el calentamiento anómalo del Océano Pacífico hace que las regiones Niño-4 y Niño-3 actúen como regiones fuente de ondas Rossby. Los cambios resultantes en la circulación atmosférica producen anomalías en la circulación global que se propagan hacia el este. La respuesta climática ante las anomalías forzadas por el ENSO es completamente diferente entre el Pacífico tropical y el trópico de América del Sur, tal como se muestra en la Figura 2.17 (tomada de *Hsu, 1994*) con las anomalías de radiación de onda larga emergente durante el período diciembre-enero-febrero 1979-1988. En la Figura 2.17 es posible notar que las perturbaciones oceánicas y atmosféricas adquieren el patrón ya referido en forma de punta de lanza a lo largo del Pacífico central y oriental, casi en simetría alrededor del ecuador y en dirección hacia las Américas, similar al patrón espacial de anomalías de TSM sobre el Pacífico. En la Figura 2.17 también se observa que las anomalías sobre Sur América tropical tienen un signo inverso de aquellas para el Océano Pacífico tropical. Esta observación también es clara en el trabajo de *Soden y Fu (1995)*. Así, la dinámica de la lluvia sobre el trópico Sur Americano es muy diferente de aquella sobre el Pacífico tropical durante el ENSO. En ésta última región, la convección y la precipitación se intensifican durante los eventos de El Niño, mientras que en la primera prevalecen los déficits y las anomalías negativas.

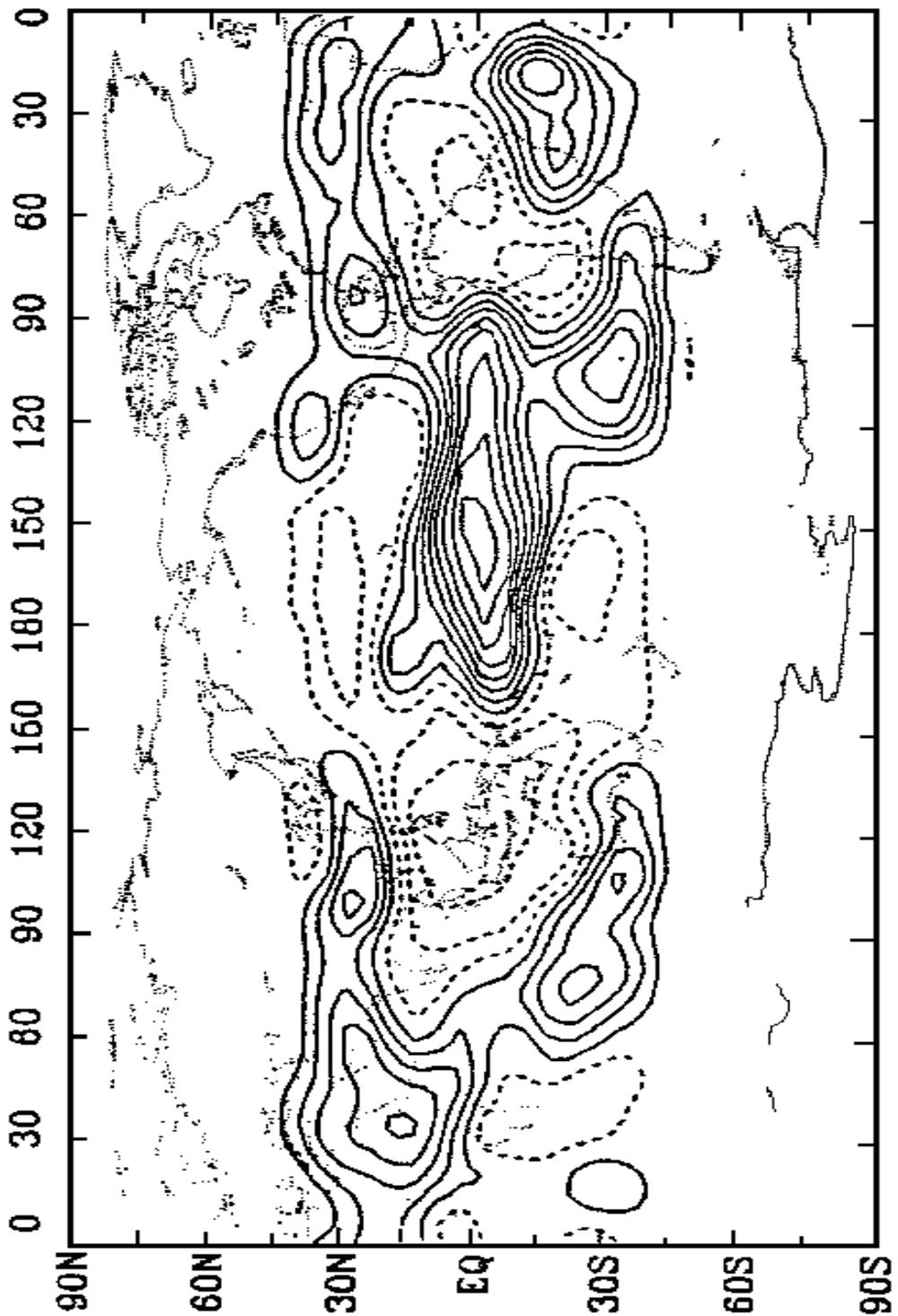


Figura 2.17. Anomalías globales de radiación de onda larga emergente, para el trimestre Diciembre-Enero-Febrero, durante el período 1979-1988. Tomada del trabajo de Hsu (1994)

2.2.2 Presión Atmosférica Superficial

Durante la fase cálida del ENSO - El Niño- se establece un centro anómalo de alta presión atmosférica superficial sobre el trópico Americano. La Figura 2.18 muestra el campo del compuesto de anomalías en la presión atmosférica superficial durante los eventos El Niño para el período 1964-1979, estimado por *Yasunari*, (1987) . Como se observa en la Figura 2.18, sobre el trópico de Sur América se presenta una anomalía de alta presión durante El Niño. Esta observación también se confirma en las Figuras 2.19 y 2.20, tomadas del trabajo de *Aceituno* (1988). La Figura 2.19 presenta el mapa de correlaciones entre el Índice de Oscilación del Sur (SOI) y las temperaturas del aire en América del Sur. La Figura 2.20 presenta un mapa similar entre para las presiones atmosféricas superficiales. Analizando estas dos figuras, se observa que las temperaturas presentan correlaciones negativas con el SOI durante todo el año sobre el norte de Sur América, mientras que las correlaciones entre el SOI y las presiones atmosféricas superficiales varían dependiendo de la época del año.

En particular, se destaca el signo negativo de las correlaciones con la presión atmosférica superficial para los bimestres noviembre-diciembre y enero-febrero, lo que indica que en la fase baja del SOI (El Niño), las presiones atmosféricas tienden a estar altas en el norte de Sur América, concomitantemente con altas temperaturas superficiales. La Figura 2.21 (tomada de *Gill*, 1985, p. 480) también confirma la existencia de anomalías positivas de presión atmosférica durante El Niño sobre el trópico de Sur América. Más adelante, en el capítulo 5, retomaremos este aspecto, que resulta básico para fundamentar la hipótesis del Apunte tierra-atmósfera.

Normalmente, la celda de Hadley, que tiene su motor en el gradiente térmico que existe entre el trópico más cálido y los extratropicos más fríos, presenta una rama ascendente de aire húmedo y cálido en el trópico, mientras que sobre los subtrópicos desciende una rama de aire más frío. Durante El Niño, la divergencia de la alta tropósfera que se establece desde el Pacífico central en dirección este-noreste a través de México hasta el Atlántico oeste, es acompañada por una zona de convergencia en la alta atmósfera sobre el ecuador, produciendo un movimiento descendente sobre el norte de América del Sur, lo cual suprime el ascenso de aire húmedo y de paso la convección y precipitación asociadas. Este patrón de la celda de Hadley anómala parece ser un rasgo común del ENSO que ha sido identificado en el período enero-marzo durante los eventos El Niño de 1982-83, 1986-87 y 1991-92 (*Rasmusson y Mo*, 1993).

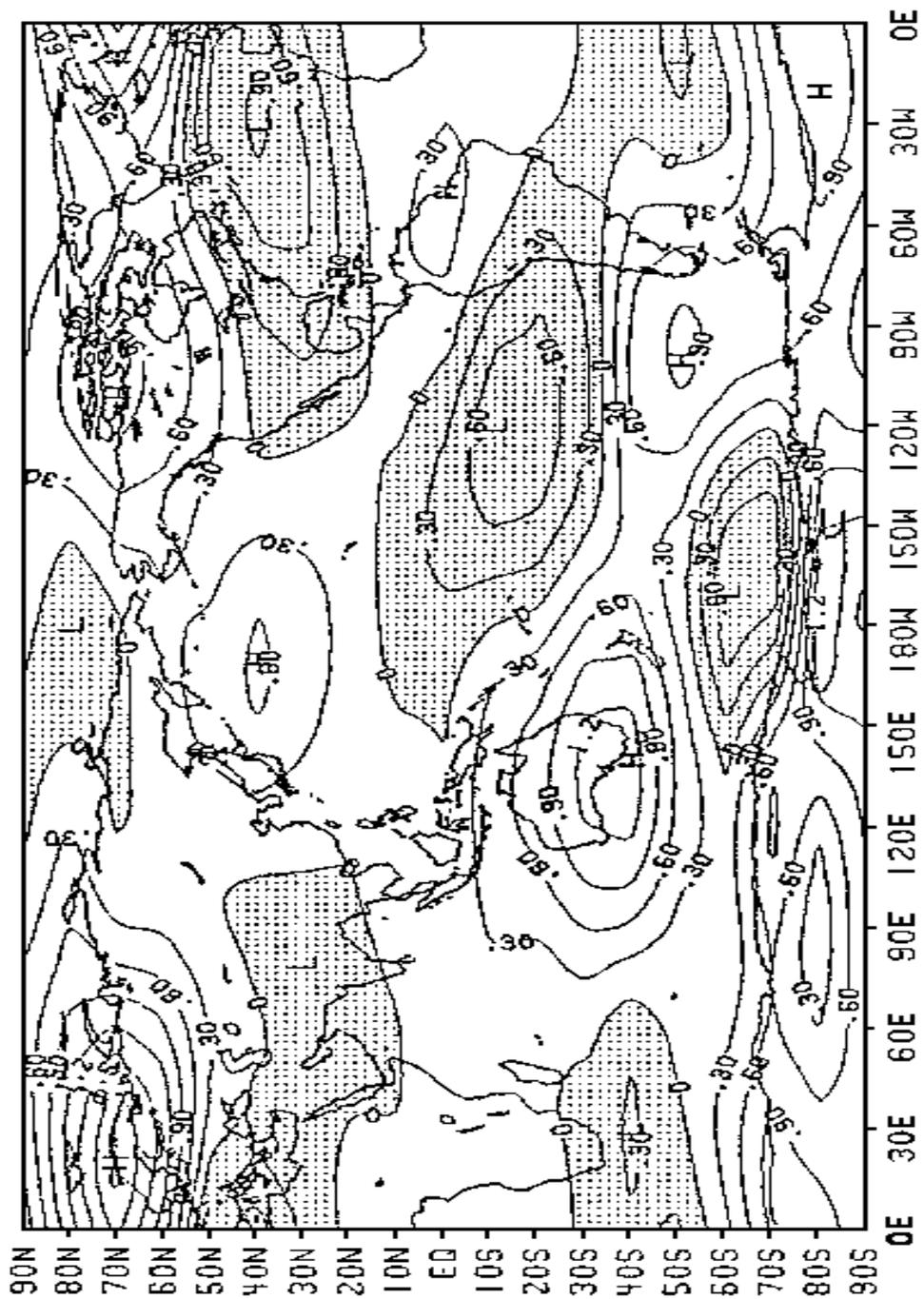


Figura 2.18. Campo del compuesto de anomalías en la presión atmosférica superficial durante los eventos. El Niño para el período 1964-1979. Tomada de Yasunari, 1987. Nótese el centro de alta presión que se establece sobre el trópico de Sur América.

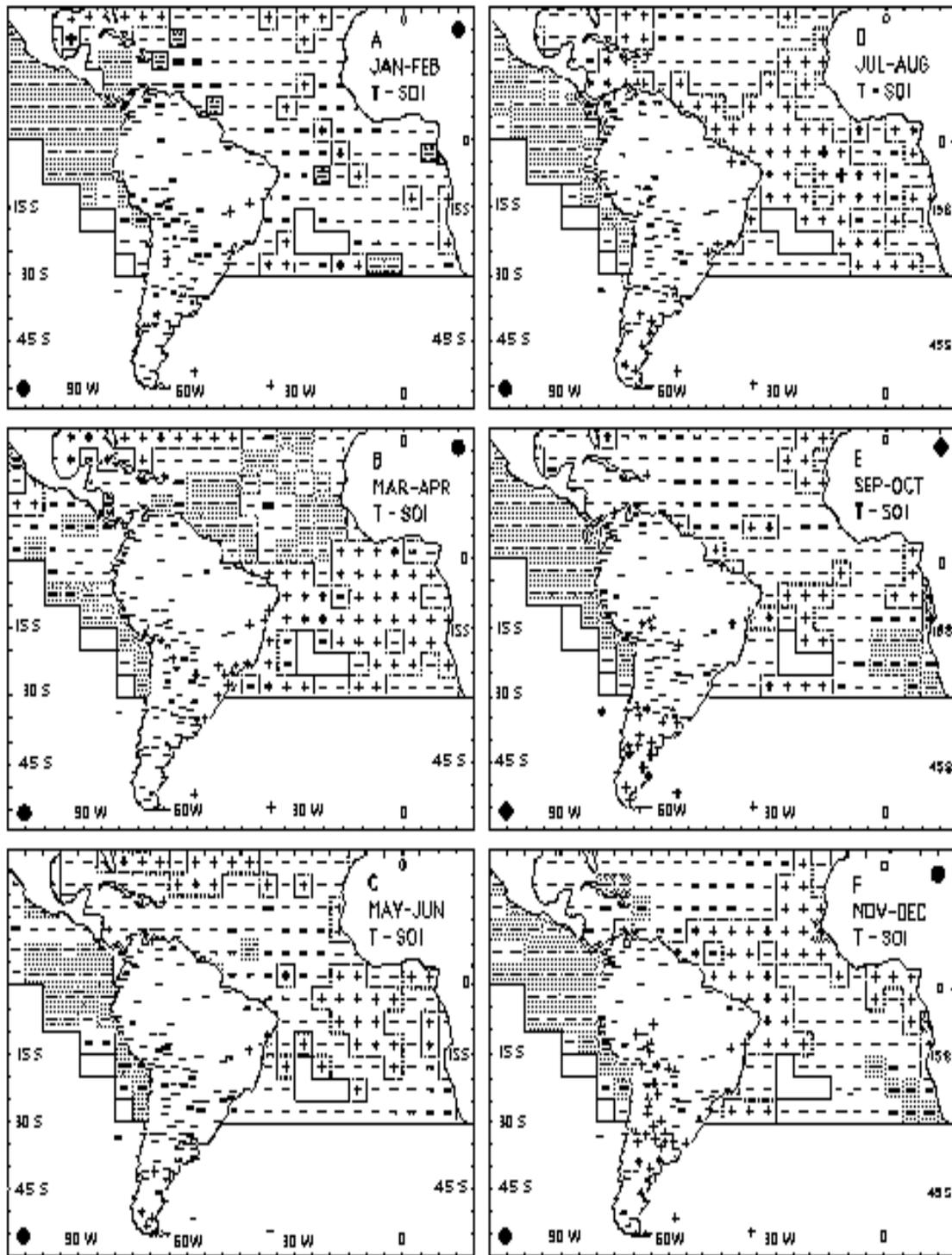


Figura 2.19. Patrones de correlación entre el Índice de Oscilación del Sur y temperatura del aire, para intervalos bi-mensuales durante 1948-83. Tomada de Aceituno (1998)

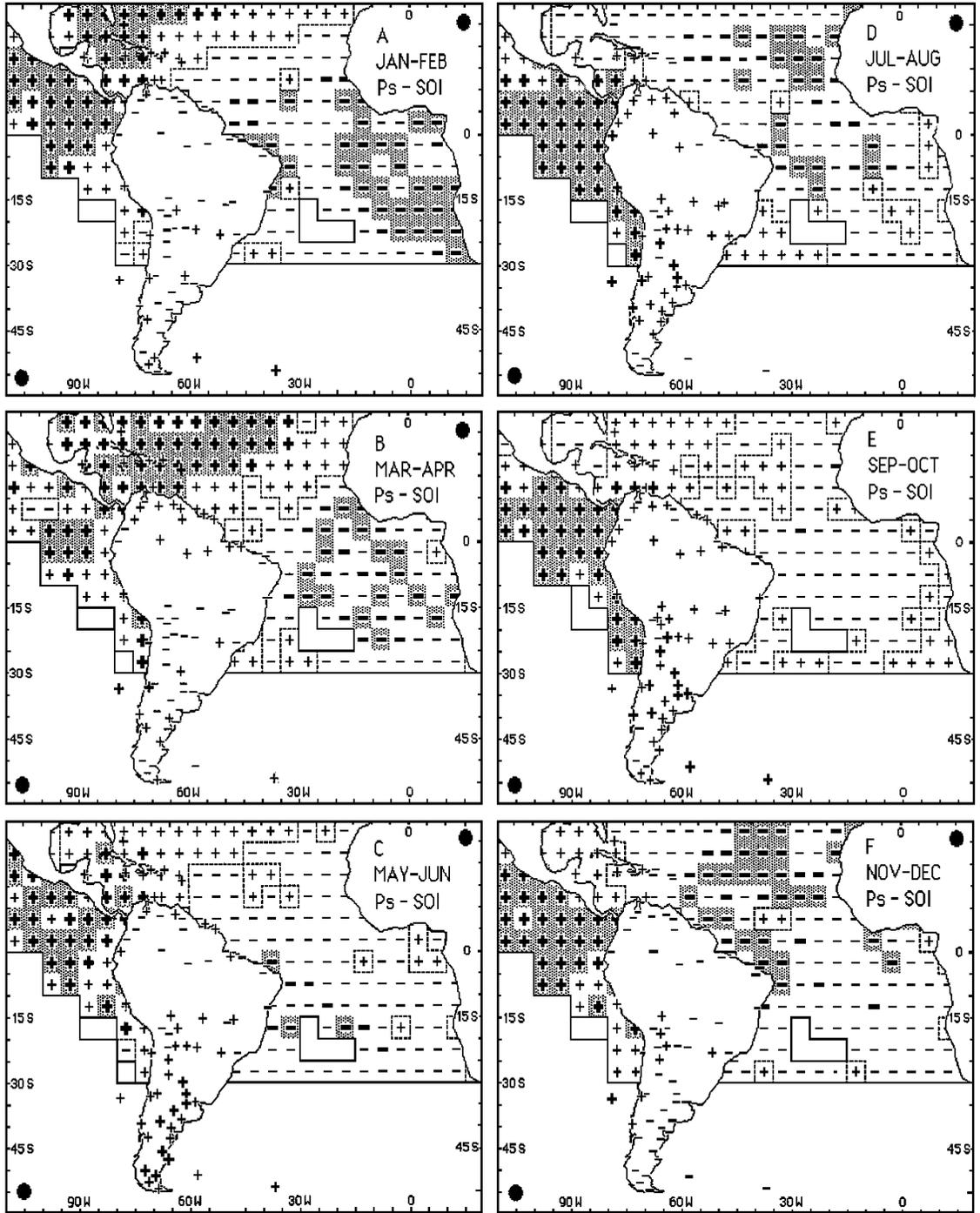


Figura 2.20. Patrones de correlación entre el Índice de Oscilación del Sur y la presión atmosférica superficial, para intervalos bi-mensuales durante 1948-83. Tomada de Aceituno (1998)

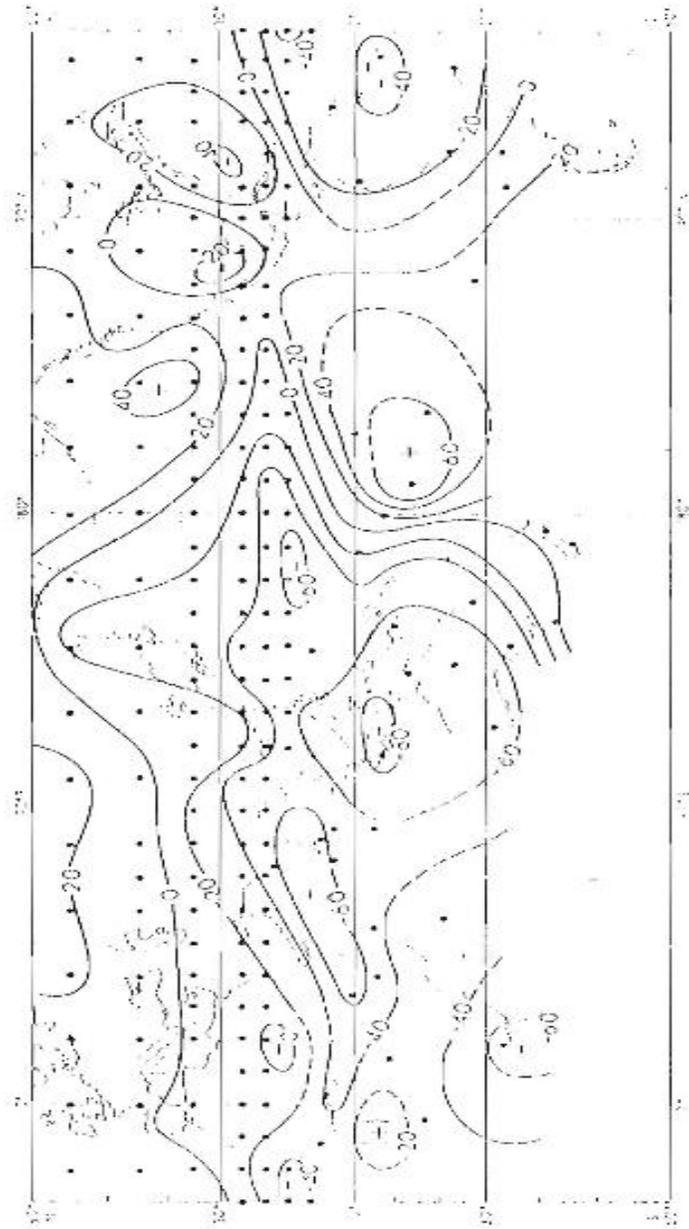


Figura 2.21. Correlaciones entre la presión atmosférica y el índice de oscilación del sur, para el período Diciembre- Febrero. Tomada de *Gill* (1982,p.480)

2.2.3 Advección de Humedad y Precipitación

El incremento anómalo de la presión atmosférica superficial en la región tropical de América del Sur durante El Niño contribuye al corrimiento y mantenimiento del centro de convección de la zona de convergencia intertropical (ZCIT) hacia el sur-oeste de su posición normal, tal como lo han reportado *Pulwarty y Diaz* (1993). La ZCIT queda desplazada hacia el suroeste y dirige los complejos convectivos de meso-escala (que penetran generalmente a las cuencas de los ríos Magdalena, Cauca, Amazonas y Orinoco, *Velasco y Frisch*, 1987), hacia el sur del Ecuador y el norte del Perú, donde originan episodios de lluvias torrenciales (*Kousky et al.*, 1984; *Horel y Cornejo-Garrido*, 1986; *Waylen y Caviedes*, 1986; *Aceituno*, 1988). Esta migración está asociada con el debilitamiento de la corriente de chorro superficial (“del Chocó”) que penetra desde el Océano Pacífico hacia el interior de Colombia (sección 2.3), y por lo tanto favorece la ocurrencia de períodos más secos en el norte de Sur América y el Caribe. La Figura 2.22 (fila superior) muestra la climatología de la componente horizontal de la divergencia de viento a la altura de 925 hPa sobre el trópico Americano, y (fila inferior) la diferencia de esta variable entre las fases caliente y fría del ENSO, durante el período 1982-1994, y según los datos del Reanálisis Climático de NCEP/NCAR (*Kalnay et al.*, 1996). Se concluye que la convergencia de vientos a los 925 hPa es más intensa durante la fase fría del ENSO (La Niña), que durante la fase cálida (El Niño) sobre el trópico de América del Sur.

La anomalías interanuales de precipitación sobre la región (*Aceituno*, 1988 y 1990; *Lau y Sheu*, 1988; *Kiladis y Diaz*, 1989; *Hastenrath*, 1990; *Halpert y Ropelewsky*, 1992; *Hsu*, 1994; *Kousky y Kayano*, 1994) se corroboran en la Figura 2.23, donde se muestra la climatología de la precipitación sobre el trópico Americano (fila superior) y la diferencia entre eventos cálidos y fríos del Océano Pacífico (fila inferior), también usando datos del Reanálisis Climático de NCEP/NCAR. Así mismo en la Figura 2.24, donde se presenta el diagrama tiempo-Longitud de las anomalías de precipitación sobre la cuenca del Amazonas, usando los datos de proyecto EOS-Amazon (Universidad de Washington, E.U.A., e Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, Brasil), y las anomalías han sido suavizadas usando un filtro de pasa-bajas de 12 meses. Allí es notable el efecto de los eventos El Niño de 1982-1983, 1986-87 y 1991-92, así como el efecto de La Niña de 1988. Si se tiene en cuenta que 1 m de precipitación por año produce una liberación de calor latente equivalente a 79 Wm^{-2} , entonces el calor latente liberado a la atmósfera sobre la cuenca del Amazonas durante un evento típico de La Niña corresponde aproximadamente a 190 Wm^{-2} (1988-89), y puede ser reducido a 150 Wm^{-2} durante eventos El Niño (1991-92), para un área aproximada de $8 \times 10^6 \text{ km}^2$, que corresponde al territorio de Sur América tropical y la cuenca del Amazonas. Tal reducción en la precipitación también es consistente con el desarrollo de la

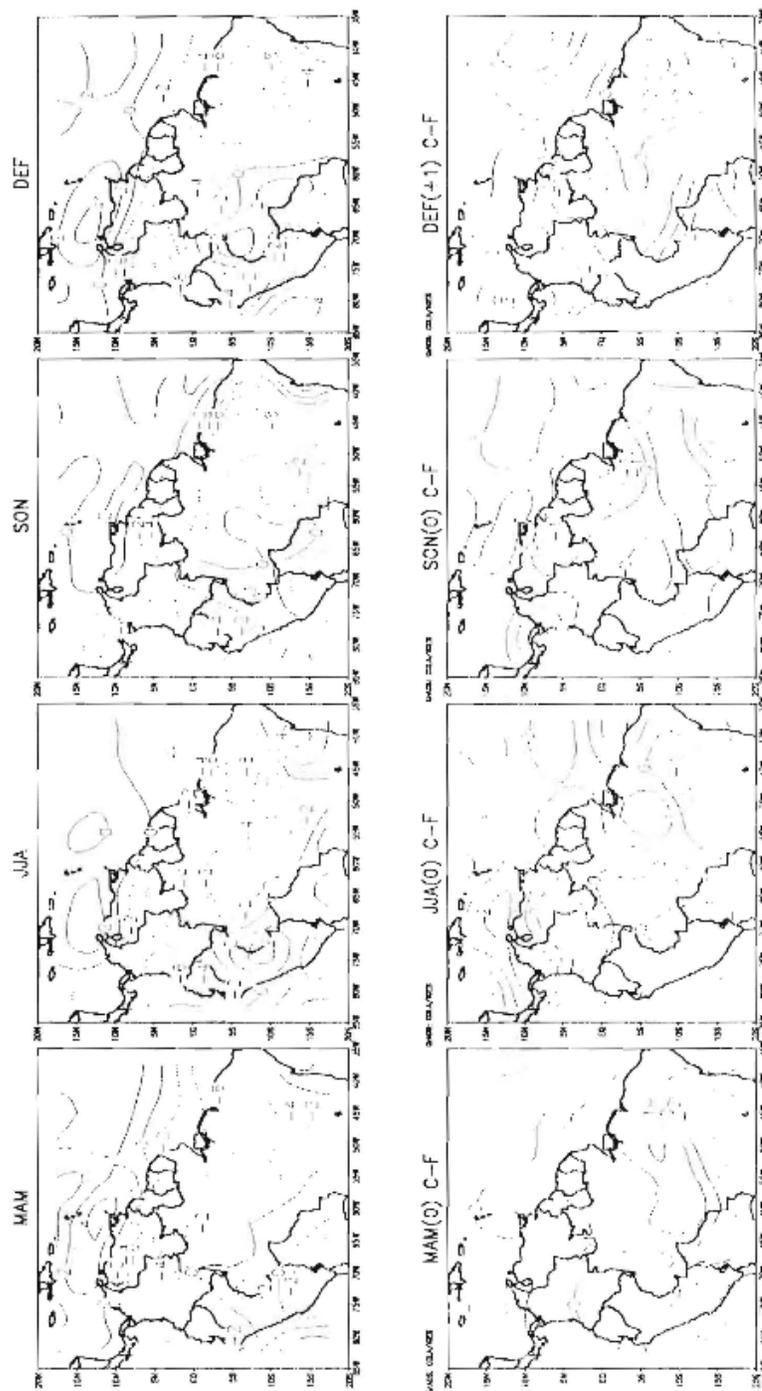


Figura 2.22 Ciclo anual de divergencia de viento, 925 hPa [$1E6 \text{ 1/s}$] (superior) Diferencia entre eventos calidos y frios en el oceano Pacifico (inferior).

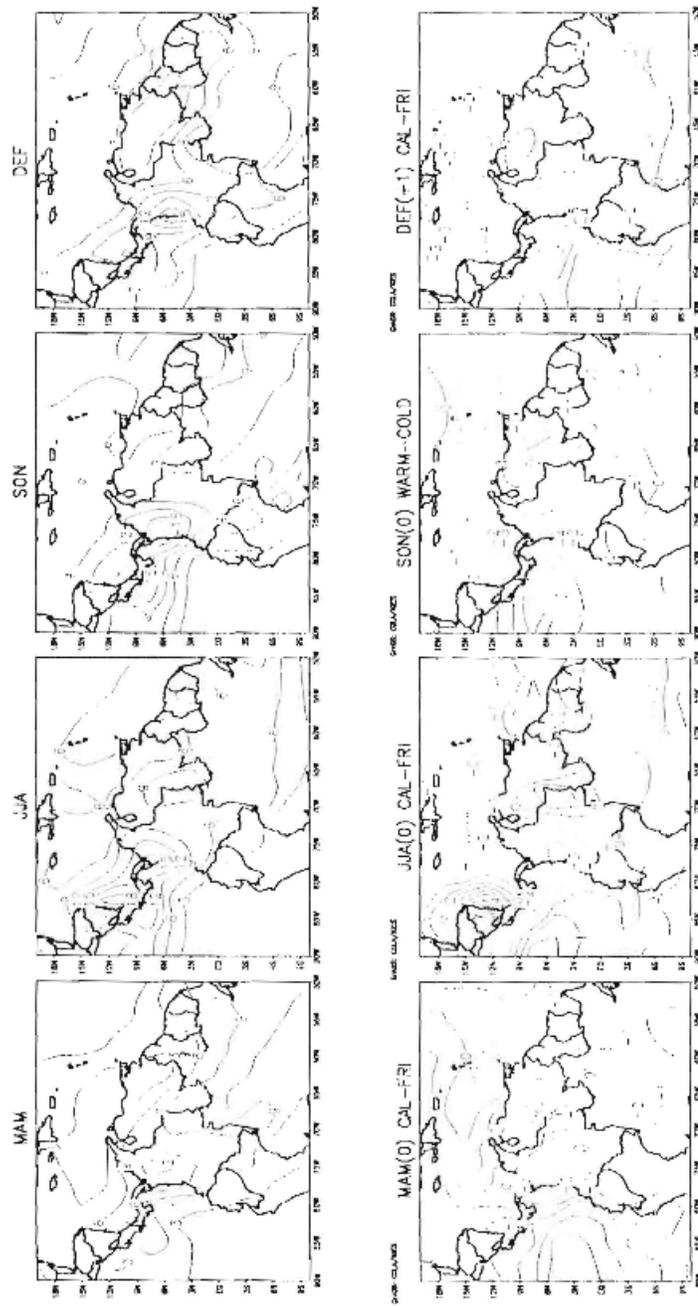


Figura 2.23^a Ciclo anual de la Precipitación [mm/d] (superior) Diferencia entre eventos calidos y frios en el Oceano Pacifico (inferior).

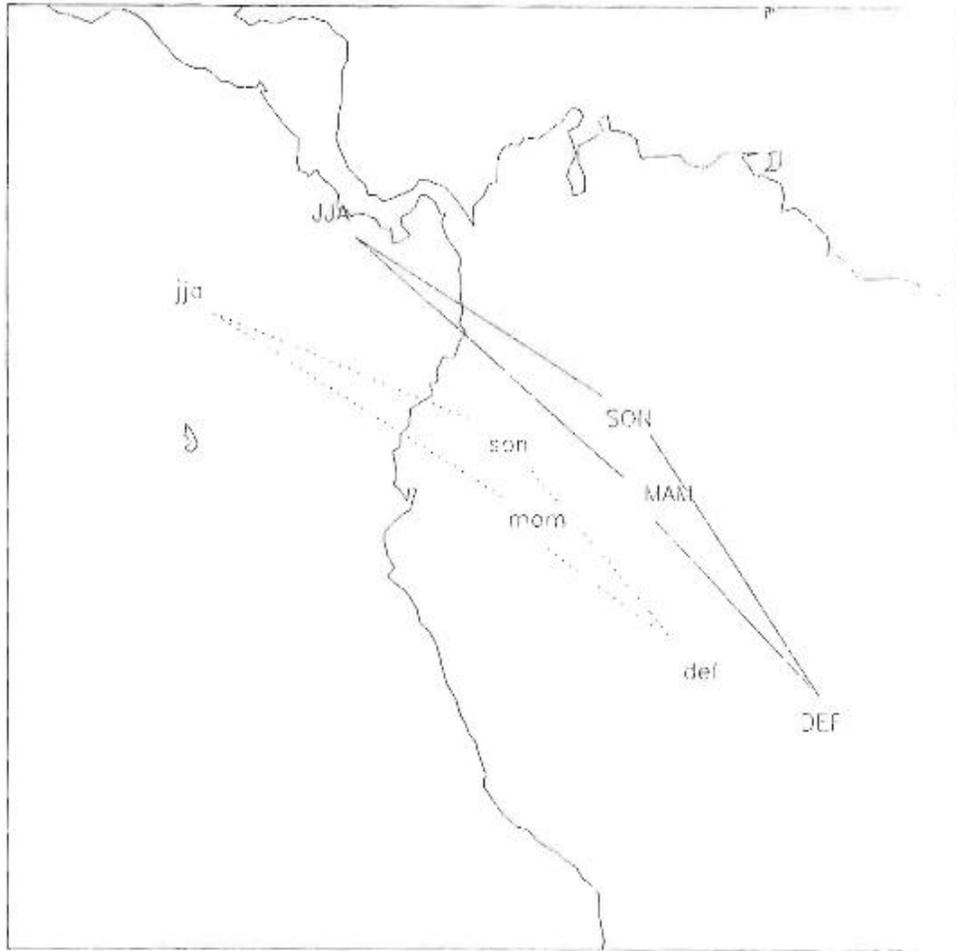


Figura 2.23b Migración anual del centroide de convergencia de la ZCIT durante años normales (línea sólida) y durante eventos de El Niño (línea punteada), según datos de Radiación de Onda Larga Emergente (OLR). Adaptada del trabajo de *Pulwarty y Diaz* (1993).

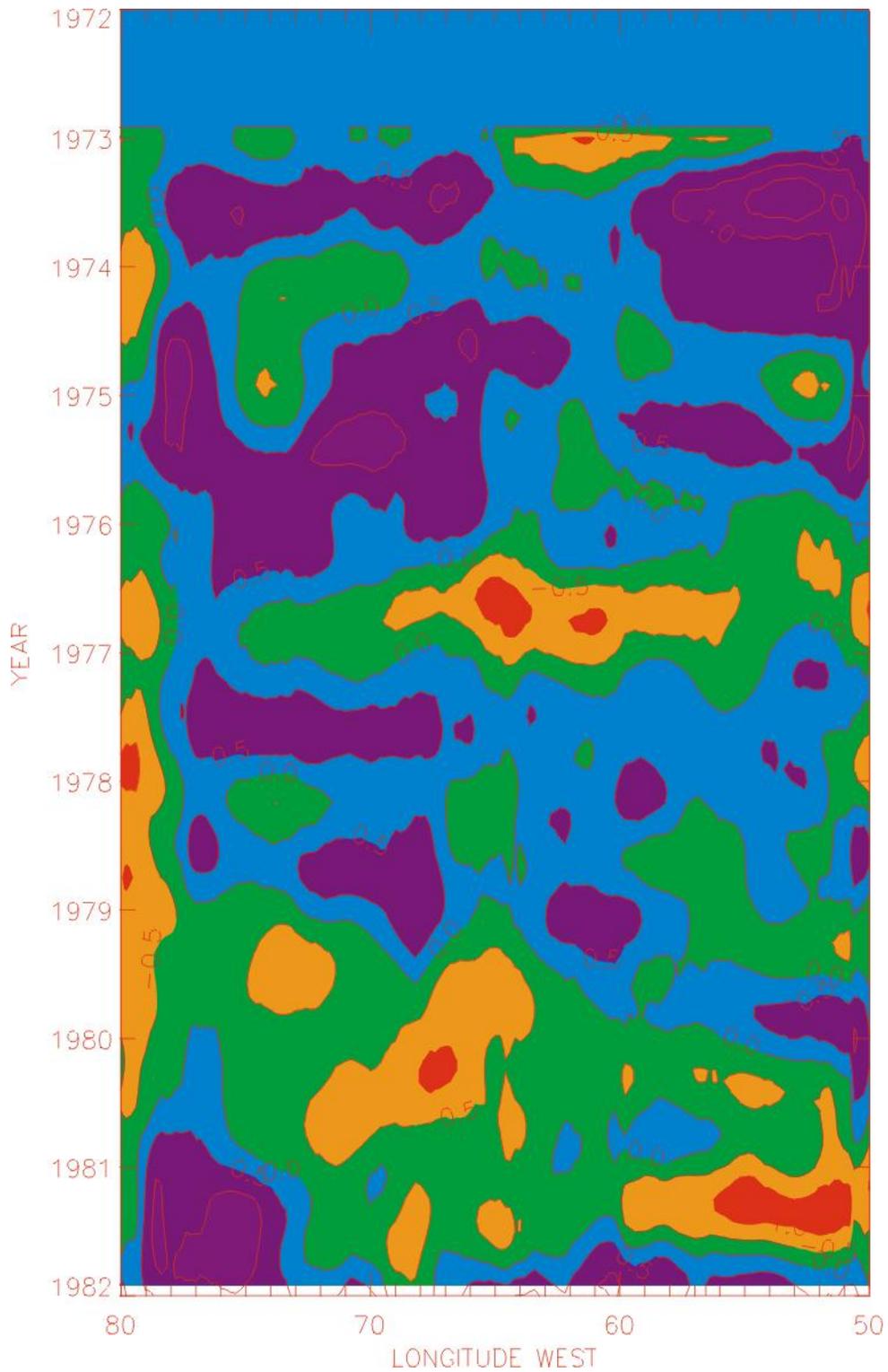
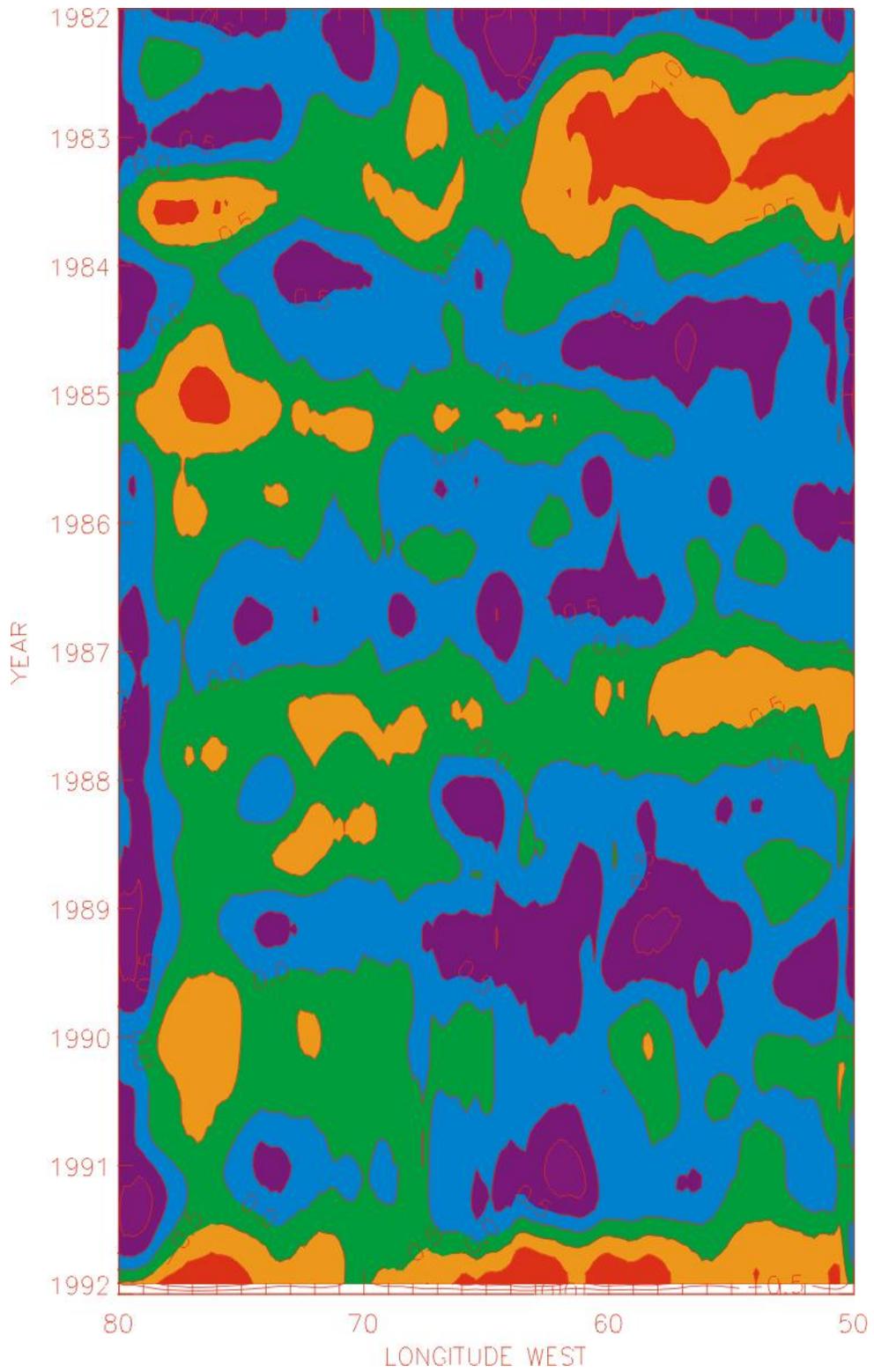


Figura 2.24. Diagrama Tiempo-Longitud de las anomalías de precipitación sobre la cuenta del Amazonas, para el período 1972-1992.



(Cont.) Diagrama Tiempo-Longitud de las anomalías de precipitación sobre la cuenta del Amazonas, para el período 1972-1992.

celda de Hadley anómala que se discutió en el numeral anterior. Aquí está implícito el efecto de retroalimentación positiva entre la precipitación tropical y la circulación de la celda de Hadley (ver Numaguti, 1993 y Kiehl, 1994).

Sur América tropical es un centro de fuerte actividad convectiva, que principalmente se desarrolla dentro de grandes nubes de cumulonimbus (también conocidas como “torres calientes”). Allí, el calor latente es permanentemente liberado a la atmósfera, de paso influyendo sobre la celda de Hadley y la circulación global (Riehl y Malkus, 1958). Algunos modelos teóricos de la circulación de Hadley han demostrado que la intensidad de la celda depende fundamentalmente de la distribución espacial y la localización de la lluvia. Sin la más amplia distribución de la lluvia producida por los procesos terrestres, la concentración más estrecha de la lluvia asociada con la ZCIT sobre los océanos produciría una circulación de Hadley mucho más fuerte. En efecto “*la extrema sensibilidad de la circulación de Hadley a la distribución del calentamiento por liberación de calor latente en los trópicos origina la posibilidad de que un cambio pequeño en el calentamiento tropical puede alterar significativamente el transporte de ondas a latitudes medias y altas*” (Hou y Lindzen, 1992). Dada la interacción mutua entre la circulación global y la convección local en los trópicos (Holton, 1992, p. 369) es de esperarse que cambios significativos de largo plazo en los campos de precipitación sobre una región tan grande como Sur América tropical, produzcan cambios importantes en la circulación global.

2.2.4 Humedad del suelo

La importancia de la hidrología del suelo sobre los flujos superficiales en los trópicos ha sido confirmada por el estudio de Milly y Dunne (1994). En particular la capacidad de almacenamiento de agua en el suelo juega un papel central, así como también es importante la dinámica del transporte del agua en el suelo, que determina la cantidad de agua disponible para la evapotranspiración durante la estación seca (Peylin et al., 1997). Estudios de modelación también confirman la importancia de la variabilidad interanual de la humedad del suelo sobre el clima de la Tierra (Delworth y Manabe, 1993; Diermeyer, 1997).

Las anomalías negativas de lluvia están asociadas con anomalías negativas en humedad de suelo a escala interanual. En Sur América tropical este hecho ha sido reportado por Nepstad et al. (1994) y por Jipp et al. (1998), a partir de datos experimentales recogidos en bosques y pastos de la Amazonia, p. ej., el déficit de humedad de suelo asociado al evento El Niño de 1991/1992 que persistió hasta 1994. Estas anomalías en humedad de suelo “*limitan el drenaje del nivel freático y las contribuciones a la recarga profunda y los caudales a través de todo el ciclo del ENSO*” (Jipp

et al., 1998). Aún en climas húmedos tropicales, la limitación de agua impone condiciones de tensión de agua (“*water stress*”) sobre los bosques, tal como concluyen *Oren et al.* (1996).

Los resultados de modelos también confirman la modulación de la humedad del suelo por parte del ENSO a escala interanual. En la Figura 2.25 se presenta la evolución temporal de las anomalías en humedad de suelo en la región tropical de Sur América, para las cuencas de los ríos Amazonas, Orinoco y Magdalena en el período 1979-1992, representada por un estimativo del promedio de humedad del suelo (una relación entre la humedad del suelo y la máxima humedad permitida, w/ws , $ws = 150$ mm; ver los detalles en *Schemm et al.*, 1992). Los datos han sido suavizados usando un filtro digital de pasa-bajas de 12 meses (línea gruesa). Allí es evidente el carácter persistente del comportamiento de la humedad del suelo a escala interanual, p. ej., la modulación de la humedad del suelo por El Niño de 1982-83 y 1986-87 y por La Niña de 1988. En la Figura 2.26 se confirma el déficit de humedad de suelo sobre el trópico Americano durante los eventos El Niño en contraste con los excesos durante La Niña, según los resultados del Reanálisis NCEP/ NCAR. Es claro que esta última variable ha sido derivada a partir de balances de agua (no medida) en el modelo de Reanálisis climático, pero las anomalías en caudales de ríos y en precipitación apuntan a confirmar este comportamiento de ña humedad del suelo. Las anomalías de humedad del suelo dan cuenta de una parte significativa de la reducción de precipitación durante El Niño en Sur América tropical via mecanismos de retroalimentación. A partir de las evidencias mostradas anteriormente, podemos concluir que la humedad de suelo a escala interanual es parte de la dinámica del ENSO sobre el trópico de Sur América. Para confirmar esta idea se debe disponer de una amplia base de datos de largo plazo y gran cobertura espacial.

2.2.5 Evapotranspiración

Debido a la disminución en la humedad del suelo durante El Niño en el trópico Americano, las tasas de evapotranspiración también se ven reducidas. Este hecho afecta la partición del balance energético superficial, en particular entre calores latente y sensible. *Nepstad et al.* (1994) reportan una reducción del 28% en la evapotranspiración durante El Niño (1992-1993), en comparación con años sin El Niño (1991 y 1994) sobre los bosques Amazónicos y una reducción del 42% en pastos de la Amazonia. La evapotranspiración se reduce en los pastos y en los bosques secundarios de la Amazonia durante la estación seca, en particular durante aquellas amplificadas por El Niño (ver *Hodnett et al.*, 1996). Reducciones similares en la evapotranspiración han sido reportadas por *Vorösmarty et al.* (1996) a partir de estimaciones del balance de agua para la cuenca del río Amazonas durante el período Septiembre 1983 - Agosto 1984, justo después del evento de El

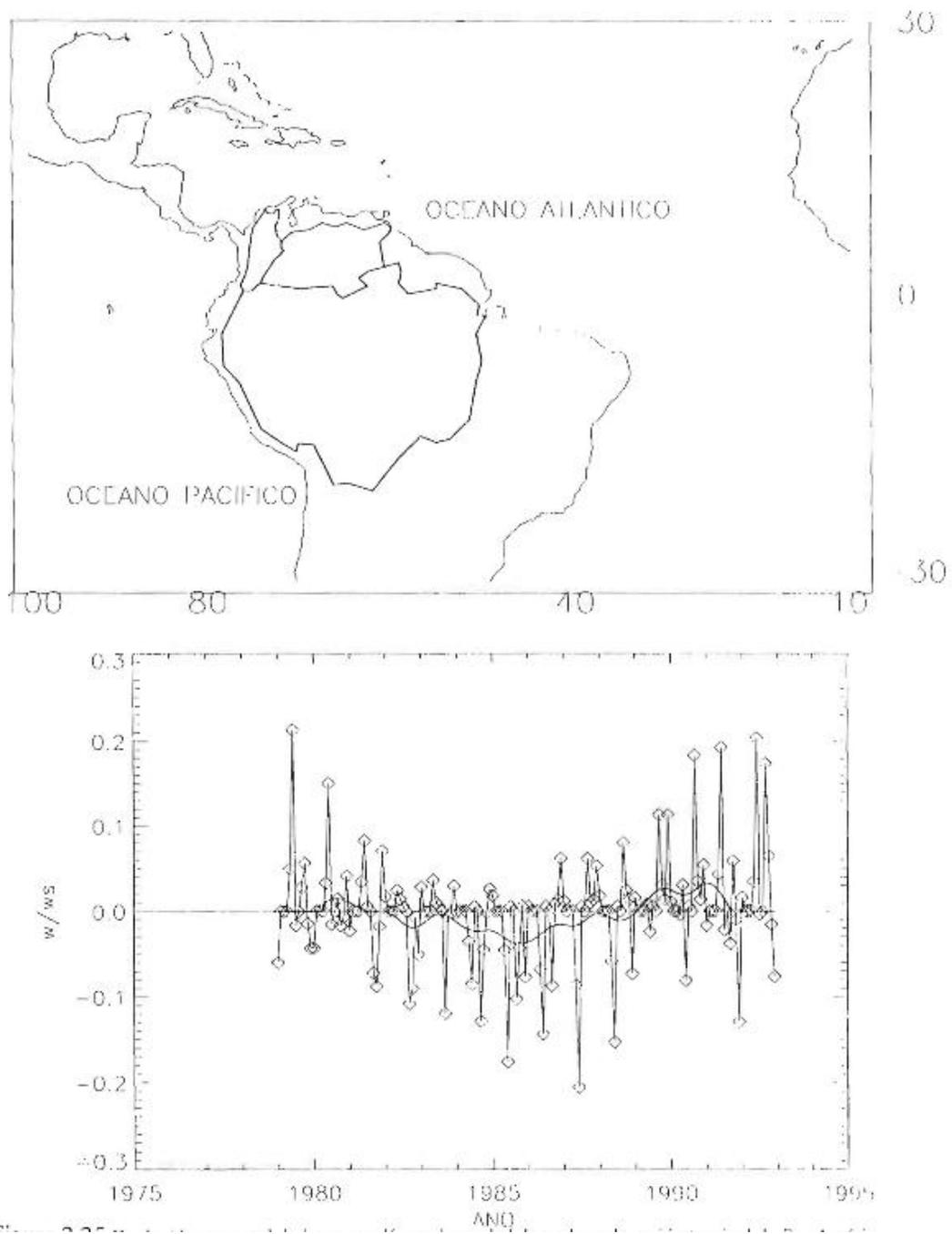


Figura 2.25. Evolución temporal de las anomalías en humedad de suelo en la región tropical del Sur América, para las cuencas de los ríos Amazonas, Orinoco y Magdalena en el período 1979-1992. Los datos son de *Schemm et al* (1992), y han sido suavizados usando un filtro digital de pasa-bajas de 12 meses (línea gruesa).

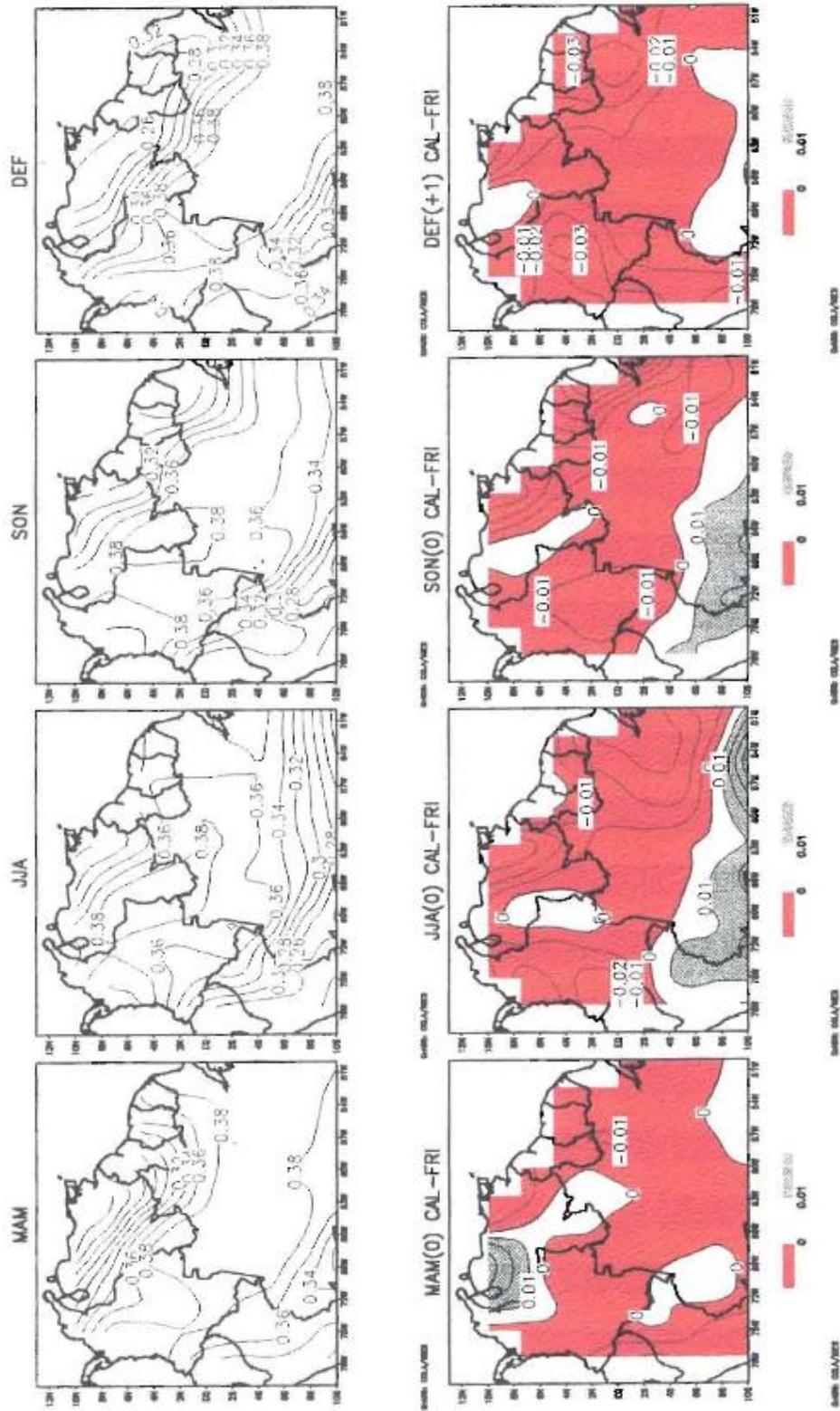


Figura 2.26 Ciclo anual de humedad del suelo 0–10 cm [fracción] (superior)
 Diferencia entre eventos calidos y frios en el Océano Pacifico (inferior)

Niño 1982-1983. Las anomalías en humedad del suelo y evapotranspiración a escala interanual son más críticas que aquellas causadas por el ciclo anual. Suponiendo que durante años normales el agua no es un factor limitante para determinar la relación de Bowen, la cuenca Amazónica podría ser considerada como un océano. Durante los eventos del ENSO, el agua puede ser factor limitante, debido a la amplitud y duración del período seco, y por lo tanto su anomalía es mucho más crítica. Como consecuencia el sistema tierra-atmósfera responde de manera completamente diferente.

Las reducciones en evapotranspiración conducen a aumentar el déficit de precipitación, ya que una gran porción de la lluvia del Amazonas (35%-50%) proviene de evapotranspiración reciclada dentro de la misma cuenca (*Shuttleworth, 1988; Elthair y Bras, 1993*). Este es un aspecto crucial dentro de los mecanismos de retroalimentación y de la interacción tierra-atmósfera en Sur América tropical durante el ENSO. Los mecanismos de retroalimentación entre los procesos atmosféricos y de hidrología superficial, principalmente a través de humedad del suelo, son fundamentales para amplificar anomalías de precipitación forzadas por fenómenos como el ENSO sobre regiones tropicales (*Koster y Suarez, 1995*).

2.2.6 Temperatura Superficial y calentamiento atmosférico

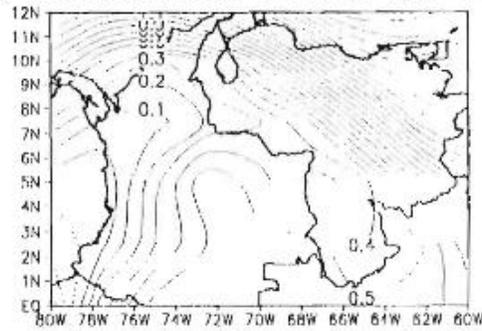
Durante El Niño, la reducción en evapotranspiración en combinación con la disminución de lluvia y de nubosidad está asociada con el aumento en la temperatura superficial. *León (1996)* reporta aumentos de la temperatura media anual entre 0.3° y 2.1°C para estaciones localizadas en el Altiplano Cundi-Boyacense de Colombia, durante eventos de El Niño. Así mismo, los resultados de *Aceituno (Figura 2.19)* confirman el aumento de temperatura en el norte de Sur América durante la fase baja del ENSO.

Aquí se plantea la pregunta sobre qué sucede con la temperatura y el calentamiento troposféricos netos. Por una parte se da el enfriamiento troposférico por la reducción en la liberación de calor latente debido a la supresión de precipitación (ya discutido) y por otra parte se da el calentamiento superficial por reducción de evapotranspiración y aumento radiación incidente por una menor nubosidad. El enfoque tradicional sostiene que un calentamiento superficial se traduce en una disminución de la presión atmosférica superficial, debido al ajuste hidrostático. Esta es una mirada muy estática y no es aplicable en este caso. La cuestión se refiere entonces a responder cómo se relacionan las condiciones normales con las condiciones anormales (como p. ej., aquellas durante la fase caliente/negativa de la Oscilación del Sur). Durante los años normales hay un calentamiento de la atmósfera por calor sensible (sh_1), y por calor latente convectivo (lh_1),

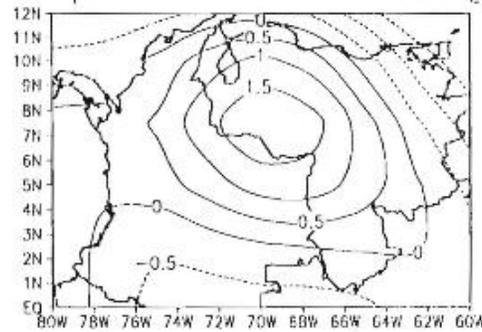
mientras que durante los años de El Niño el calor sensible se aumenta ($sh_2 > sh_1$), pero el calor latente disminuye ($lh_2 < lh_1$) a causa de la disminución en la precipitación. Por tanto, el calor neto integrado verticalmente en la columna atmosférica podría ser mayor durante los años normales ($sh_1 + lh_1 > sh_2 + lh_2$), asociados a una menor presión atmosférica superficial, en comparación con los años de El Niño, cuando la presión atmosférica superficial es más alta. Además, la distribución vertical del calentamiento es muy diferente en ambos casos. Así, El Niño puede contribuir al enfriamiento de la tropósfera sobre esta región debido a una disminución en la liberación de calor latente de condensación asociado con una anomalía negativa de precipitación, a pesar del calentamiento superficial debido a la disminución de la evaporación y de la nubosidad (ver la figure 2.a de *Nigam*, 1994, que no se muestra aquí). De hecho, la circulación atmosférica forzada por las temperaturas proporciona una retroalimentación negativa sobre la precipitación. Esta retroalimentación podría deberse a las temperaturas superficiales relativamente frías en regiones de alta precipitación sobre tierra. Esta temperatura local más fría dirige una circulación superficial divergente desde la región fría hacia las más cálidas (ver *DeWitt et al.*, 1996).

Esta es una posible explicación que de todas formas está de acuerdo con las observaciones, a pesar de todas las incertidumbres existentes acerca de la convección tropical. Para ilustrar este punto, la Figura 2.27 presenta la diferencia entre los meses de enero y noviembre del comportamiento de 3 variables climáticas como son la precipitación, la presión atmosférica superficial y la temperatura del aire, sobre el norte de América del Sur. Allí es posible observar la diferencia de los extremos del ciclo anual, en donde es claro que se presenta incremento de temperatura, incremento de la presión atmosférica superficial y disminución de la precipitación cuando se compara la situación de enero con la de noviembre. Los datos han sido tomados del Proyecto de Reanálisis Climático de NCEP/NCAR. La Figura 2.27, que sirve para ilustrar situaciones diferenciales durante distintos meses del ciclo anual, también sirve para ilustrar la situación diferencial que se presenta durante los años El Niño con respecto a aquellos años normales. Por otra parte, las Figuras 2.19 y 2.20, ya referidas, confirman que el comportamiento de la presión atmosférica superficial y de la temperatura del aire no es uno-a-uno durante El Niño y pueden presentar variabilidad de distinto tipo dependiendo de la época del año.

Presion atmosferica a nivel del mar [mb]



Temperatura a 1000 hPa [C]



Precipitacion total [mm/d]

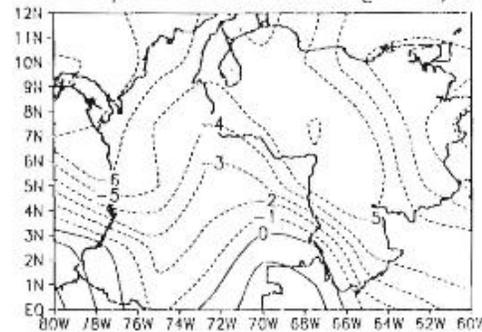


Figura 2.27. Comportamiento diferencial entre los meses de Enero y Noviembre para el promedio de los campos de precipitación, presión atmosférica superficial y temperatura de aire, sobre el norte de Sur América. Datos del Reanálisis Climático de NCEP/NCAR para el período 1982-1994.

2.3 LA CORRIENTE DE CHORRO SUPERFICIAL DEL OESTE SOBRE EL PACIFICO COLOMBIANO (“CHORRO DEL CHOCÓ”)

El Océano Pacífico ejerce un control muy importante sobre la situación climática de Colombia, en particular del occidente y centro del país. La costa Pacífica de Colombia es una de las regiones más lluviosas del planeta, con precipitaciones sobre tierra entre 8.000 y 13.000 mm de promedio anual (*Snow, 1976, p. 371; Eslava, 1993*). La distribución de la precipitación media anual sobre la región tropical de América del Sur no puede ser explicada únicamente en términos de la advección de humedad por los vientos alisios del este, tanto desde el Océano Atlántico como desde la cuenca Amazónica. Las regiones de máxima precipitación (y de menor radiación solar por efecto de nubosidad) están localizadas en la parte noroeste de la cuenca del Amazonas y sobre la costa occidental de Colombia. La circulación que se establece en la interacción océano-atmósfera-tierra en la frontera del Océano Pacífico-Colombia es fundamental para explicar la existencia de una región de muy alta precipitación, una de las zonas de mayor pluviosidad en el mundo.

En el noroeste de Sur América, los vientos trans-ecuatoriales que soplan sobre el Océano Pacífico adquieren una trayectoria del oeste hacia el este, penetrando al interior de Colombia, en forma de una corriente de chorro superficial. Las Figuras 2.28, 2.29 y 2.30 presentan la climatología de los vientos a 1000, 925 y 850 hPa sobre el trópico Americano (fila superior). Los vientos provenientes del Océano Pacífico son relativamente más fríos y húmedos que los vientos alisios predominantes del este provenientes del Atlántico y del Caribe (ver la Figura 2.31, tomada de *López y Howell, 1967*). Una vez que estos vientos provenientes del Océano Pacífico cruzan la cordillera occidental de los Andes Colombianos, descienden por la cordillera como vientos katabáticos. El encuentro de tales vientos del oeste y del este, combinado con los efectos del calentamiento superficial y el ascenso orográfico producen un perfil atmosférico altamente inestable (*Emanuel, 1994, p. 241*). Esta dinámica causa una fuerte convección profunda, asociada a altas cantidades de precipitación a lo largo de la costa Pacífica y en el flanco occidental de la cordillera occidental de Colombia. La región es fuente de aire relativamente frío que favorece la formación de frentes de brisa marina del Océano Pacífico con un ciclo diurno muy claro (*Arnett y Steadman, 1970; Meisner y Arkin, 1987; Janowiak et al., 1994*). La gente de la región le ha dado el nombre de “Chocosana” al frente diurno de humedad que se desplaza sobre la región del Darién. Allí se forman complejos convectivos de meso-escala, (CCM) los cuales penetran al interior del país por la costa Pacífica.

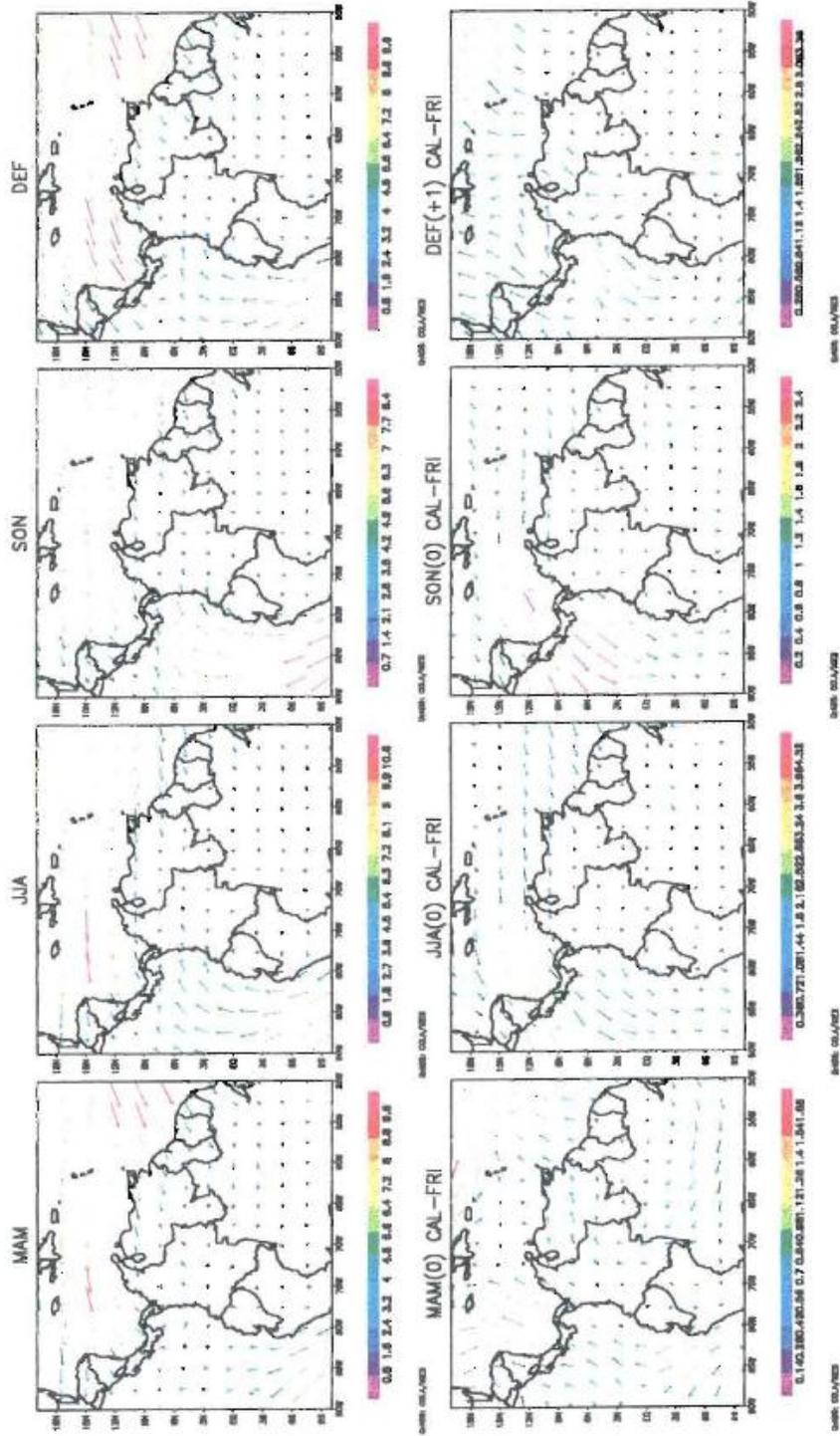


Figura 2.28 Ciclo anual de velocidad de viento a 1000 hPa [m/s] (superior). Diferencia entre eventos calidos y frios en el Oceano Pacifico (inferior).

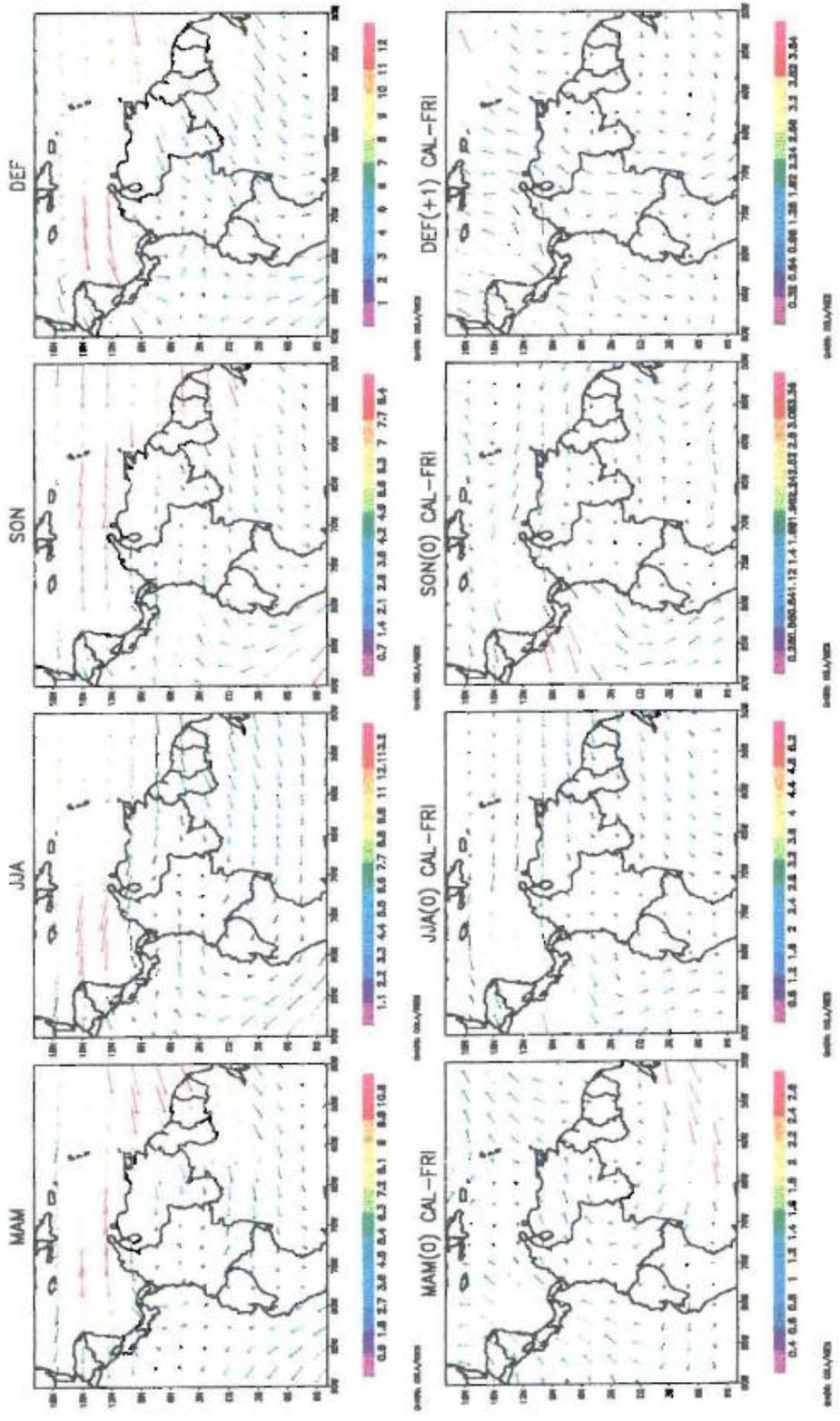


Figura 2.29 Ciclo anual de velocidad de viento a 925 hPa [m/s] (superior).
 Diferencia entre eventos calidos y frios en el Oceano Pacifico (inferior).

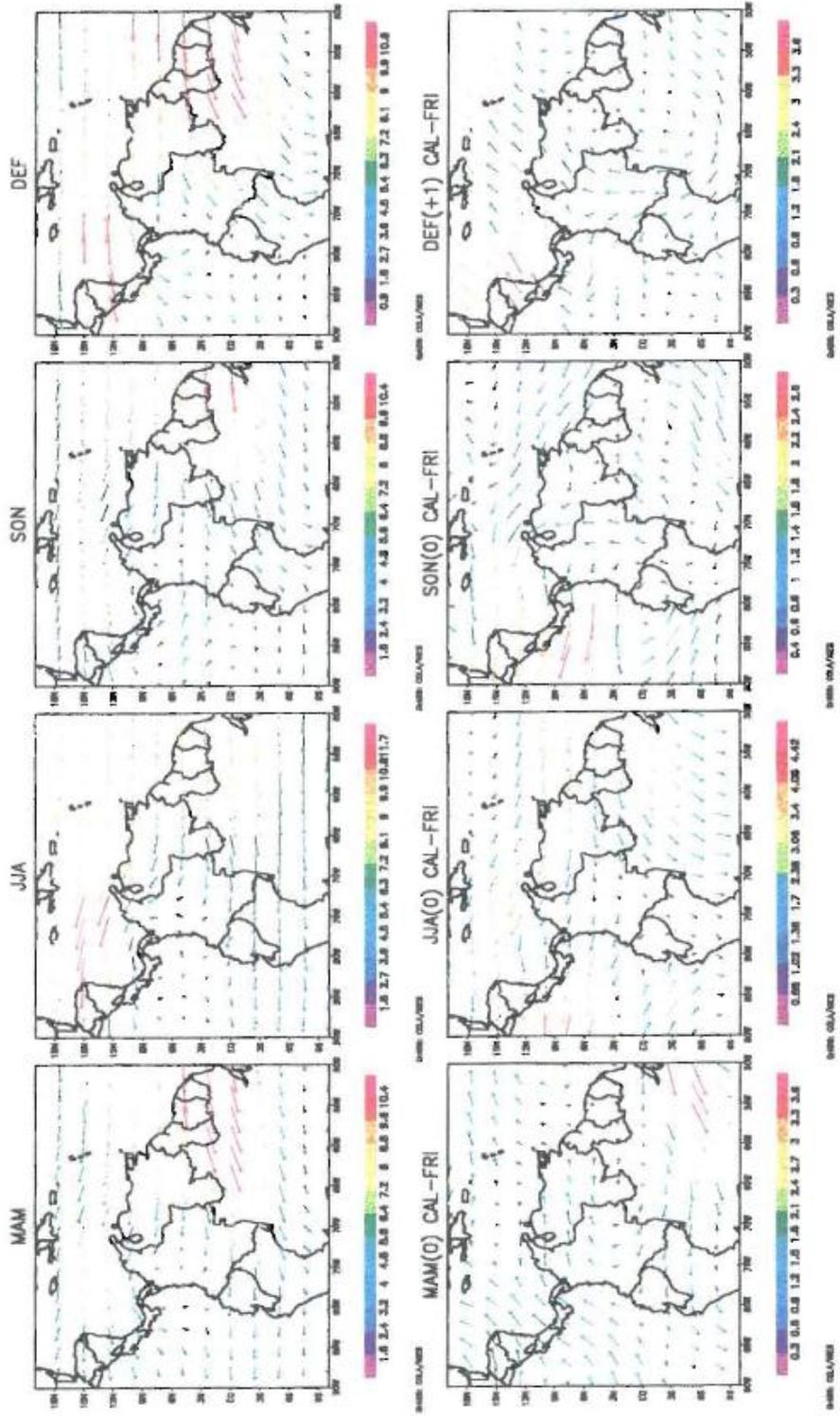


Figura 2.30 Ciclo anual de velocidad de viento a 850 hPa [m/s] (superior).
 Diferencia entre eventos calidos y frios en el Oceano Pacifico (inferior).

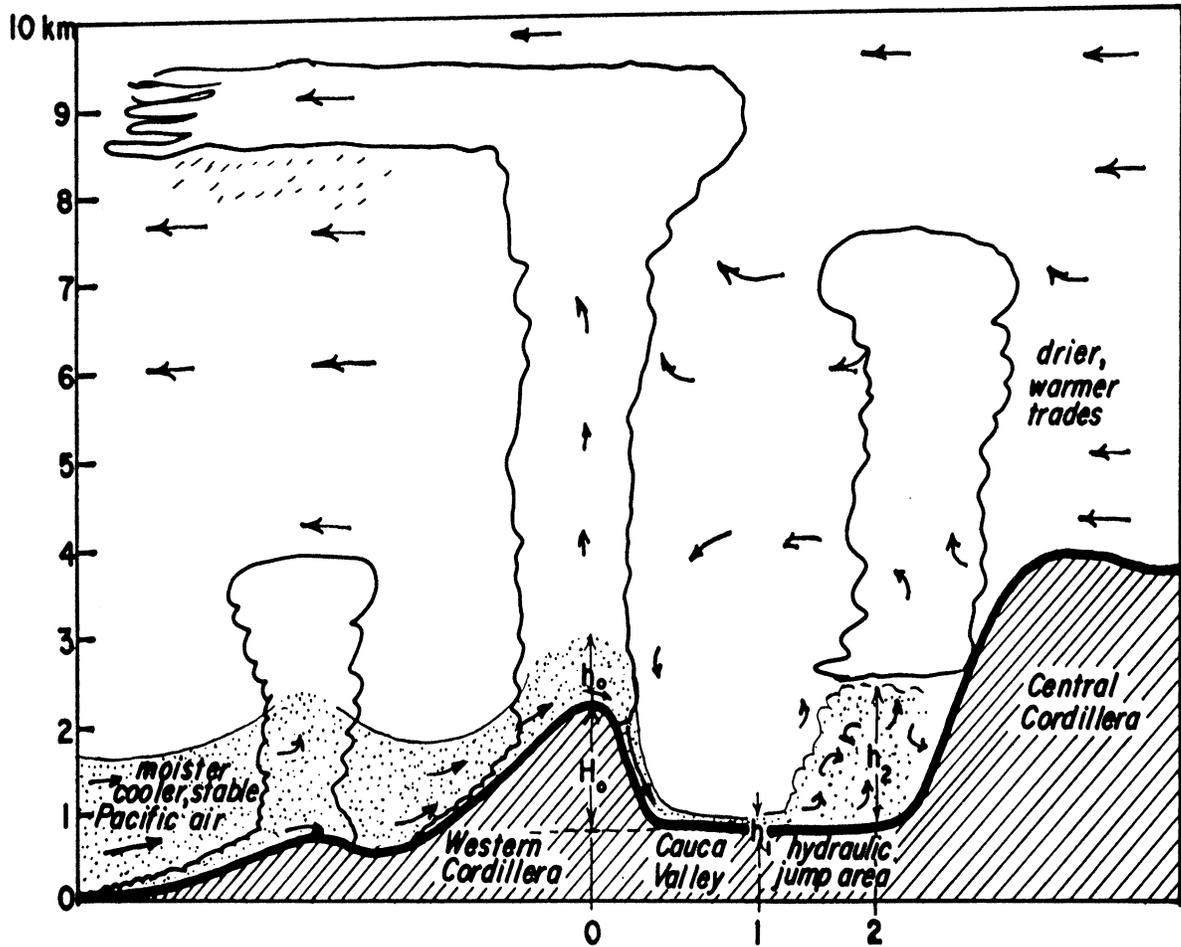


Figura 2.31. Esquema que muestra la interacción entre los vientos sobre el occidente y el centro de Colombia a la altura del valle del Cauca. Tomado de López y Howell (1967).

Los vientos del oeste que penetran por la costa del Pacífico Colombiano provienen de una corriente de chorro de bajo nivel (muy superficial) del oeste. Lo llamaremos Chorro del CHOCÓ (**Chorro superficial del Oeste de Colombia**). En la figura 2.32 se presenta el ciclo anual de la distribución vertical de la componente zonal de la velocidad del viento a los 80°O entre los 5°S y los 15 °N, para el período 1982-1994. En la Figura 2.33, la correspondiente a la longitud 77°O. En estas últimas se confirma la existencia de tal corriente de chorro de bajo nivel (hasta los 850 mb) con dirección oeste-este con un ciclo anual muy fuerte, siendo casi imperceptible en los meses de febrero-marzo-abril, intensificándose desde mayo (2 m/s en el núcleo del choro hacia los 4-5°N y hasta una altura correspondiente a 850 mb) alcanzando un máximo en octubre-noviembre (más de 6 m/s en el núcleo del chorro), y decreciendo de nuevo hasta el mínimo del mes de febrero. En el análisis trimestral de la velocidad del viento zonal en 80°W (Figura 2.32), se aprecia en la climatología (fila superior) el marcado ciclo anual del chorro del CHOCÓ, más intensa durante el trimestre SON, con vientos de más de 6 m/s en el núcleo del chorro hacia los 950 hPa, centrado en 5°N y más débil durante el trimestre MAM, con vientos de 2 m/s, también centrado en 5°N. El núcleo del chorro del CHOCÓ presenta su máxima intensidad en la latitud 5°N, durante todo el año. Este rasgo merece una explicación física, ya que parecería estar ligado a la topografía de los Andes Colombianos.

El chorro del CHOCÓ es responsable por la fuerte advección de humedad desde el Océano Pacífico hacia el interior de Colombia. En la Figura 2.34 se muestra el campo de advección zonal de humedad sobre el océano alrededor del trópico Americano, durante todo el ciclo anual; allí se puede observar la alta cantidad de humedad transportada desde el Océano Pacífico hacia el interior del continente. La Figura 2.34 ha sido obtenida de la base de datos de Da Silva (alimentada con datos oceánicos y atmosféricos del Comprehensive Oceanic-Atmospheric Data Set, COADS, en Internet en <http://ingrid.ldgo.columbia.edu/SOURCES/.DASILVA/>). La advección de humedad se calcula como el producto de la componente zonal de la velocidad del viento superficial y la relación de mezcla del vapor de agua en el aire, y de allí las dimensiones de m/s.

El análisis de las diferencias relativas de los vientos zonales a los 80°O durante las fases extremas del ENSO (Figura 2.32, fila inferior) muestra un debilitamiento del chorro del CHOCÓ durante los eventos El Niño y su intensificación durante La Niña, lo cual es claro por los valores negativos entre 4°S hasta 8°N y desde la superficie hasta los 400 hPa. Esto también refleja el debilitamiento del chorro del este de media tropósfera de los 700 hPa (ver próximo numeral) durante El Niño en comparación con las condiciones durante La Niña, particularmente durante DEF. La variación relativa más fuerte del chorro del CHOCÓ ocurre durante JJA, con un debilitamiento de los

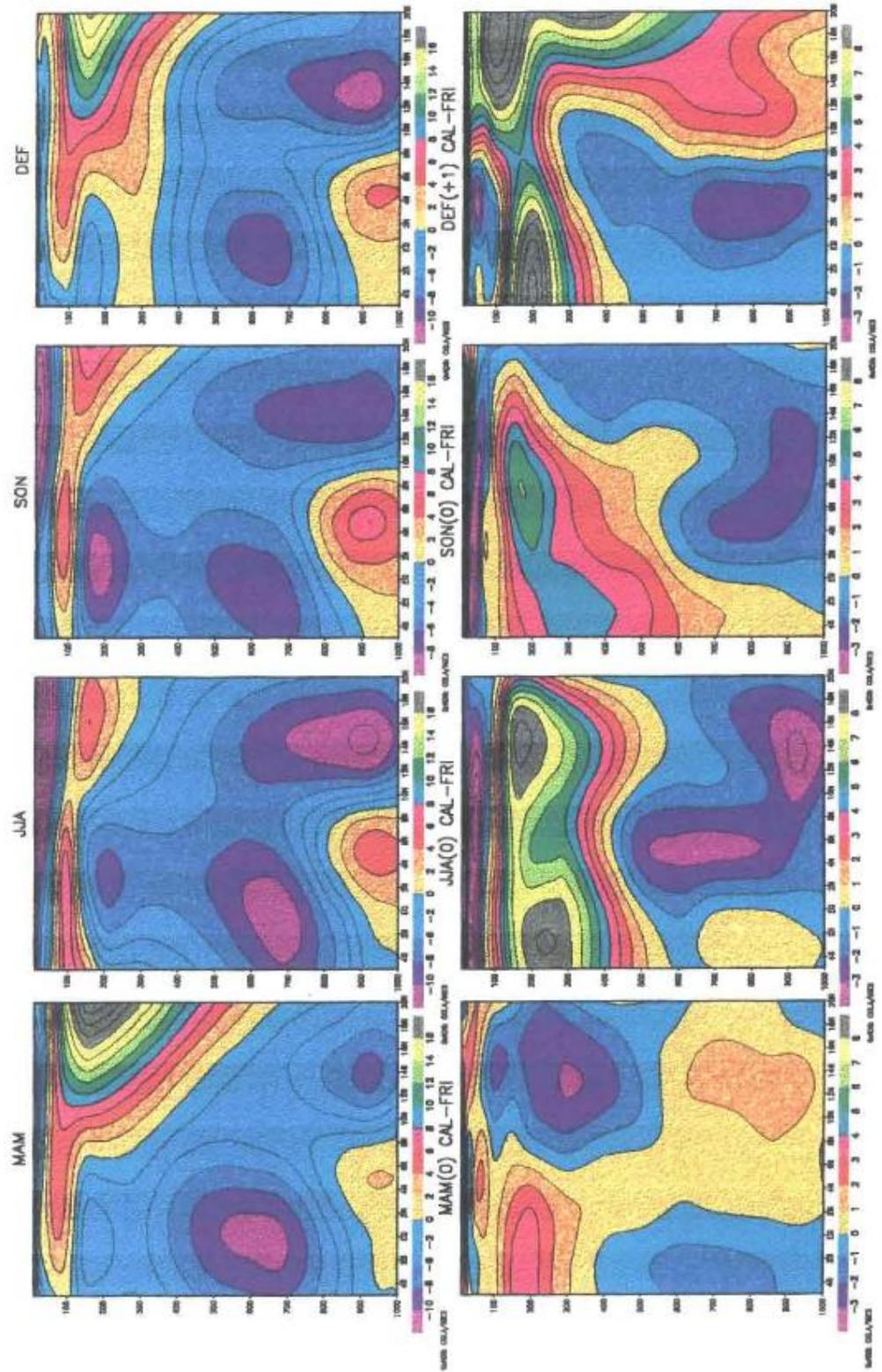


Figura 2.32 Ciclo anual de la velocidad de viento zonal, 800 (superior) Diferencia entre eventos calidos y frios en el Oceano Pacifico (inferior).

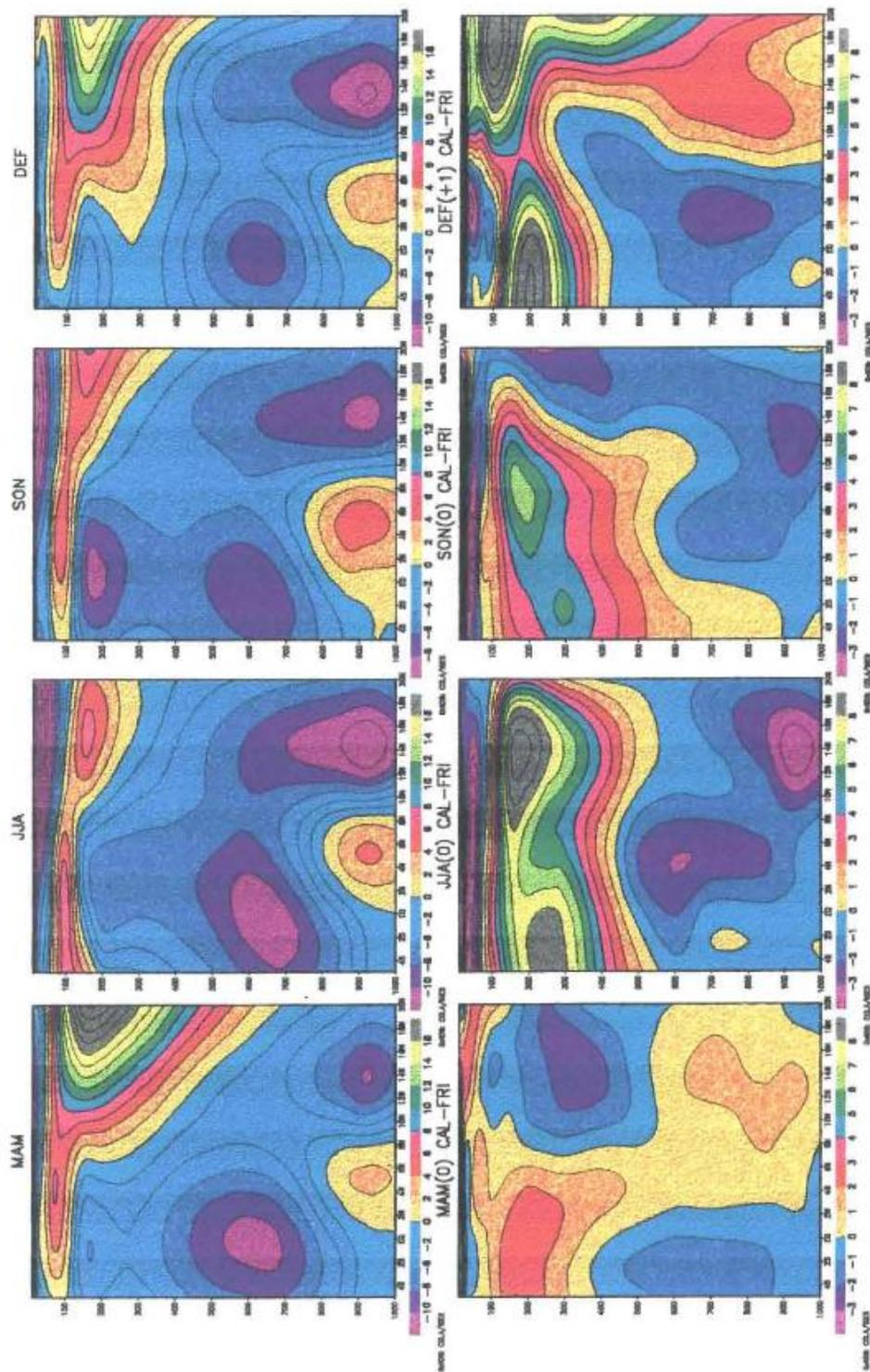


Figura 2.33 Ciclo anual de velocidad de viento zonal por 77W (superior)
 Diferencia entre eventos calidos y frios en el Oceano Pacifico (inferior).

Flujo zonal de humedad (m/s) - Octubre

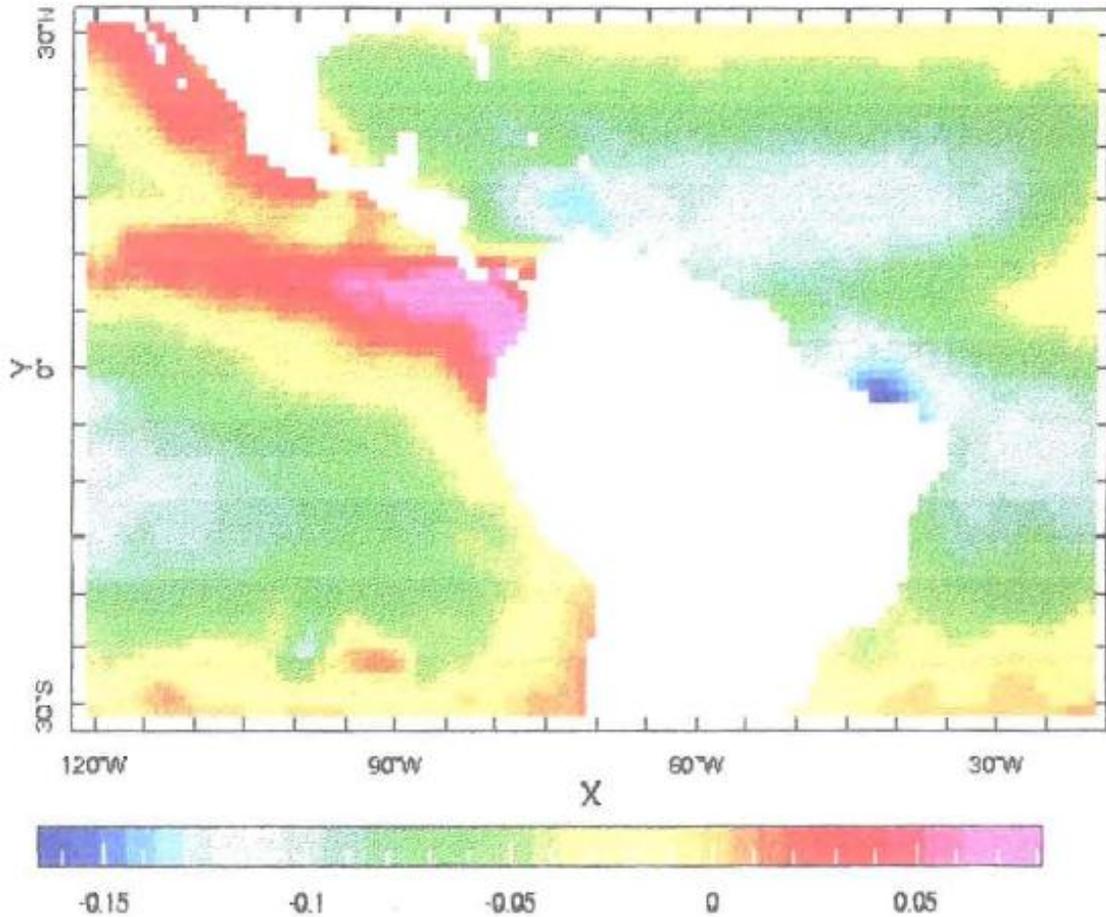


Figura 2.34 Ciclo anual del campo de advección zonal de humedad superficial sobre el océano alrededor del trópico Americano, para las condiciones promedias del mes de OCTUBRE. Creada con los datos de Da Silva, extractados de <http://ingrid.ldgo.columbia.edu/SOURCES/.DASILVA>

vientos del orden de 2-3 m/s durante El Niño, en comparación con La Niña. Asociado al debilitamiento del chorro del CHOCÓ durante los evento de El Niño, hay una disminución en la advección de humedad desde el Océano Pacífico hacia Colombia, contribuyendo así a explicar el signo de las anomalías hidrológicas durante El Niño. Los mecanismos físicos que interactúan para controlar la posición e intensidad del chorro del CHOCÓ se discuten a continuación.

2.3.1 Recurvatura de los vientos Alisios: Trans-Ecuatoriales y Caribeños

Los vientos que soplan sobre la costa del Océano Pacífico de Sur América cruzan la línea ecuatorial en dirección primordial de sur a norte, asociados con la posición casi permanente de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) al norte del ecuador (*Philander et al.*, 1997). El cruce de hemisferio de los vientos alisios significa un cambio en el signo de la aceleración de Coriolis, que a su vez se refleja en la ecuación que describe la dinámica de los flujos trans-ecuatoriales (*Hastenrath*, 1991, p.176),

$$\frac{d\bar{V}}{dt} = \bar{V} \bullet \Delta\bar{V} + \overline{V' \bullet \Delta V'} = - f k x\bar{V} - \bar{\alpha} \Delta\bar{p} - \overline{\alpha' \Delta p'} + \bar{F}$$

en donde las barras denotan promedios en el tiempo, y las primas denotan las desviaciones con respecto a tales promedios, \mathbf{V} es el vector velocidad horizontal, \mathbf{F} es la fuerza de fricción por

$$\frac{d\bar{u}}{dt} = \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = + f \bar{v} - \bar{\alpha} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} + \bar{F}_x$$

unidad de masa, α es el volumen específico, p es la presión, f es el parámetro de Coriolis, y L es el operador nabla-horizontal. La primera componente de la ecuación (2.1) puede aproximarse como Si se supone que la dirección del viento es puramente meridional de sur a norte (no hay componente zonal) donde los vientos cambian de dirección, en la ecuación (2.2) se termina comparando los términos $v\mathbf{M}_u/\mathbf{M}_y$ (ambos positivos) con el término $f v$ (que también debe ser positivo), y por tanto f debe ser positivo, por lo que la recurvatura tiene que ser en el Hemisferio Norte.

Este argumento físico-matemático es válido para explicar la recurvatura de los vientos provenientes del Hemisferio Sur una vez que cruzan la línea ecuatorial, pero no explica la recurvatura (que se convierte casi en un retorno) de los vientos que provienen del mar Caribe y que, una vez que traspasan el istmo Centroamericano, se dirigen hacia el interior de Colombia por la costa Pacífica (ver Figuras 2.28 a 2.30). Esta observación induce a plantear la hipótesis acerca

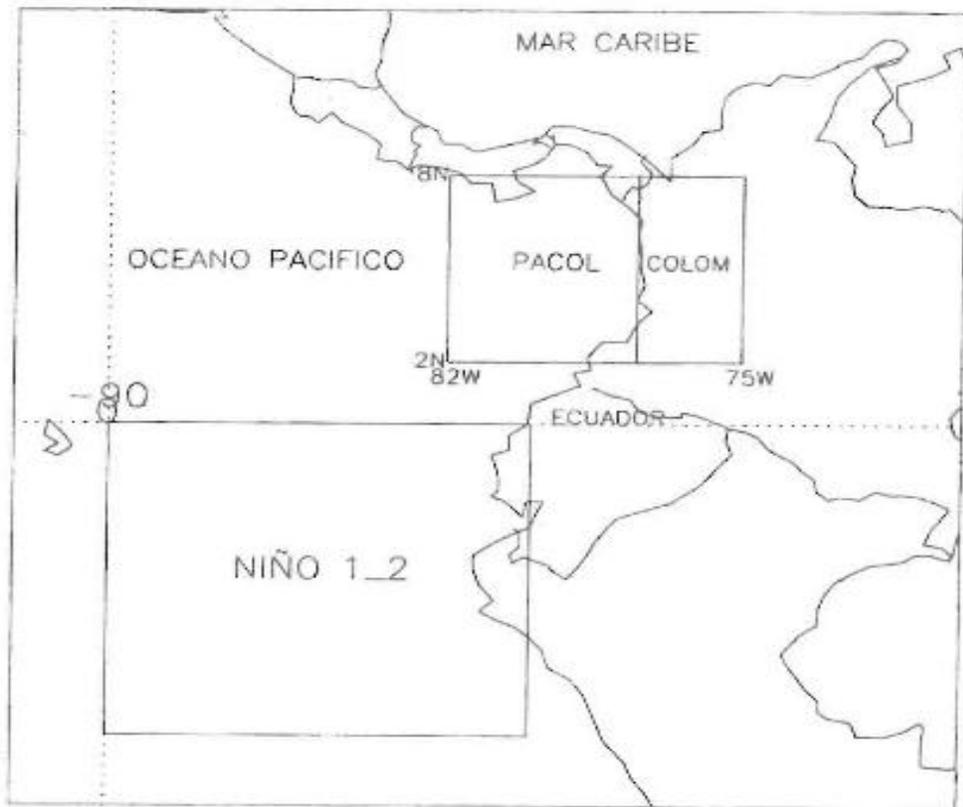
de la recurvatura de los alisios provenientes de los dos Hemisferios sobre la costa Pacífica como resultado de la convergencia de bajo nivel que se produce en el centro de baja presión cuasi-permanente del Golfo de Panamá.

2.3.2 Gradiente de Temperaturas Tierra-Océano sobre la costa Pacífica

La corriente de chorro superficial del CHOCO presenta un claro ciclo anual, que se intensifica en el trimestre Septiembre-Octubre-Noviembre. Se ha examinado el gradiente de temperaturas existente entre tres regiones de interés alrededor de la Costa Pacífica de Colombia, usando los datos del Reanálisis Climático de NCEP/NCAR. En los gráficos de la Figura 2.35 se presenta el ciclo anual de los gradientes de temperaturas superficiales de Colombia (COLOM: 2°N-8°N; 75°W-77.5°W) y las temperaturas superficiales del Océano Pacífico afuera de la costa Colombiana (PACOL: 2°N-8°N; 77.5°W-82°W), así como para la región Niño1+2 del Océano Pacífico (10°S-0°; 90°W-80°W, ver Figura 2.1) para los niveles de 1000, 925 y 850 hPa. Se observa que el mayor gradiente existe entre la porción de tierra sobre Colombia y las TSM de la región Niño 1-2, siempre levemente superior al gradiente de temperaturas entre las dos regiones oceánicas. Allí se observa un marcado ciclo anual, con un máximo en el mes de septiembre y un mínimo en el mes de marzo. Estacionalmente, el trimestre septiembre-octubre-noviembre presenta un máximo y el trimestre mayo-junio-julio, presenta un mínimo, coincidiendo con los trimestres de mayor y menor intensidad de la corriente de Chorro del CHOCO.

El mayor gradiente de temperatura existente entre tierra y océano en el trimestre septiembre-octubre-noviembre favorece la circulación desde el océano hacia el continente, dado el correspondiente gradiente de presiones atmosféricas que se presenta entre el océano y la atmósfera. El calentamiento diferencial aumenta la energía potencial del sistema continente-océano al establecer una diferencia de presión entre partículas de aire entre uno y otro. El aire que inicialmente está sobre el océano es más frío, y más denso por tanto, que el aire situado sobre el continente. La fuerza generada por el gradiente de presión, que tiende a igualar las diferencias de presión, obliga a que el aire más frío y denso del océano se mueva hacia la tierra, penetrando por debajo del aire caliente situado encima de ésta. Por tanto, el aire caliente se ve forzado a ascender.

La precipitación elevada que ocurre sobre la zona libera enormes cantidades de calor latente añadiendo una considerable fuerza ascendente a la columna de aire ascendente sobre un continente caliente. Las partículas de aire ascienden a mayor altura, provocando una mayor reducción de presión sobre la tierra y dando lugar a una entrada más vigorosa de aire húmedo procedente del Océano Pacífico. Por ello se puede concluir que la intensidad de la corriente de chorro del CHOCÓ está completamente asociada con el ciclo anual del gradiente de temperaturas tierra-océano sobre la costa Pacífica de Colombia.



1000 hPa

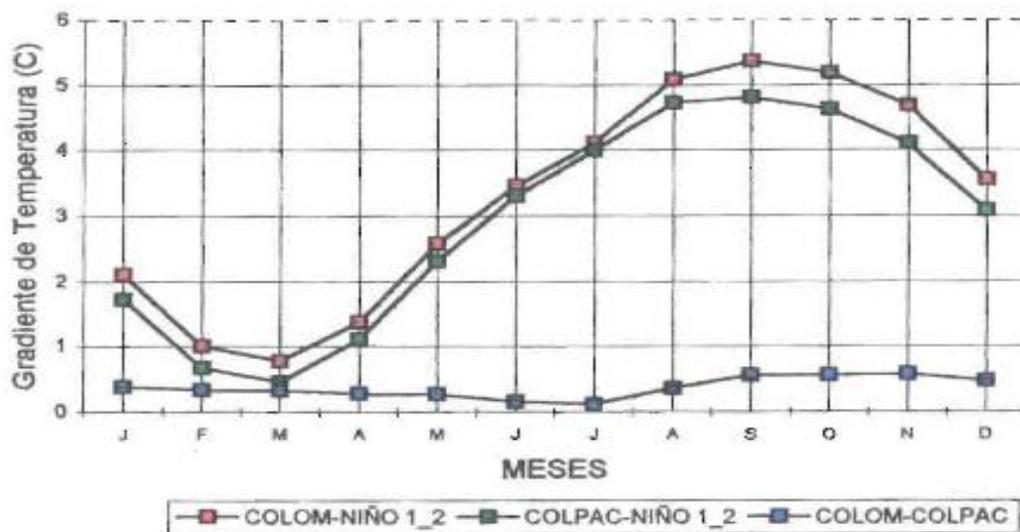


Figura 2.35. Ciclo anual del gradiente de temperaturas a 1000 hPa entre las regiones: Oeste de Colombia (COLOM), las temperaturas del mar del Océano Pacífico al frente de Colombia (PACOL) y la región Niño 1_2.

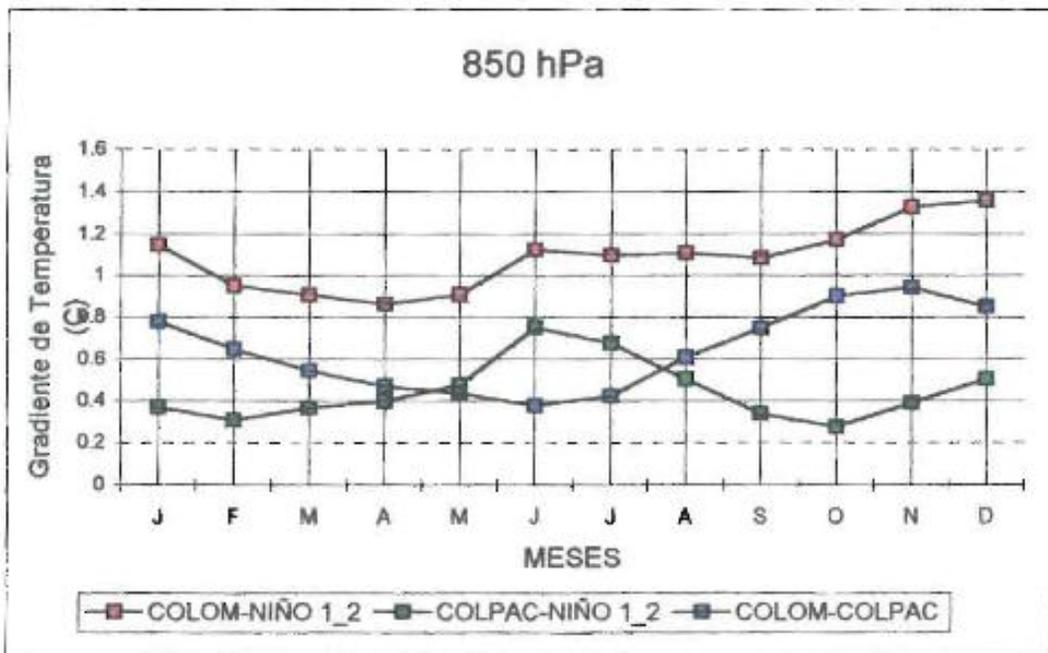
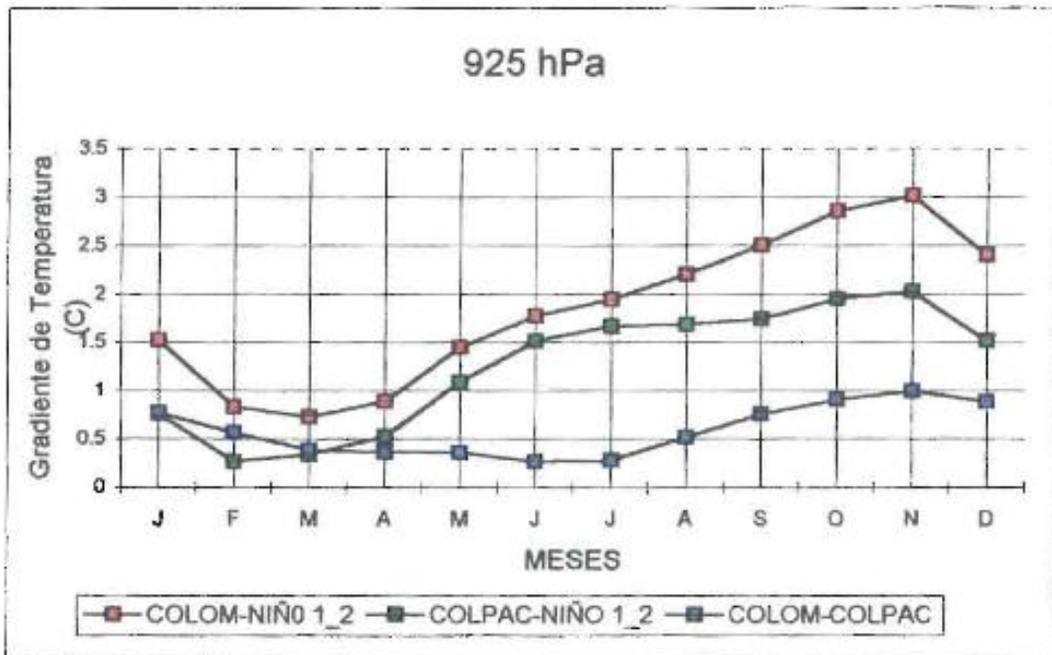


Figura 2.35 (CONT.). Ciclo anual del gradiente de temperaturas a 925 y 850 hPa entre las regiones: Oeste de Colombia (COLOM), las temperaturas del mar del Océano Pacífico al frente de Colombia (PACOL) y la región Niño 1_2.

El mencionado debilitamiento del chorro del CHOCÓ durante El Niño es debido a la disminución del gradiente de temperatura existente entre el continente sobre Colombia y las temperaturas superficiales del mar sobre la región Niño1+2.

2.3.3 Ascenso Oro gráfico en la Cordillera Occidental

La corriente del CHOCÓ se orienta perpendicularmente hacia la cordillera Occidental de los Andes Colombianos. Al encontrar tal barrera, los vientos ascienden por el efecto orográfico que impone la presencia de la cordillera occidental de los Andes (ver Figura 2.31) y, como se dijo, entran en interacción con los vientos alisios del este que soplan desde el mar Caribe o desde la cuenca del Amazonas. El ascenso de gran cantidad de humedad y la presencia de un proceso acelerado de convección profunda dan origen a la gran cantidad de precipitación de la costa Pacífica de Colombia. De ahí la alta divergencia de vientos que se presenta en la alta atmósfera sobre la región (ver Figura 2.37).

2.3.4 Complejos Convectivos de Meso-escala

La existencia de la corriente de chorro del CHOCÓ es uno de los mecanismos fundamentales para explicar la existencia de complejos convectivos de mesoescala sobre el Pacífico Colombiano y que penetran al interior del país. Al respecto, *Velasco y Frisch (1987)* anotan que

Sobre las Américas hay tres regiones favorecidas para el desarrollo de CCM de bajo nivel. El área más activa es a lo largo de la costa (Pacífica) de Colombia, en donde las aguas cálidas, el ascenso orográfico, y la convergencia de gran escala en los niveles bajos de la atmósfera se combinan para enfocar y aumentar la convección profunda.

Sobre el tema, *López y Howell (1967)* refieren que

Aún durante la estación seca alrededor de Medellín, la lluvia es intensa sobre la vertiente occidental de la cordillera occidental, 100 km al oeste, y es frecuente la formación de cumulonimbos muy grandes con cirrus asociados, los cuales se pueden apreciar a lo lejos en el cielo occidental. Frecuentemente, la divergencia alta de estas circulaciones es suficientemente energética para transportar cirrus densos hacia el este sobre Medellín. Así, durante las excursiones del ITCZ hacia el Norte, se da lugar al desarrollo de grandes cumulonimbos sobre la cordillera oriental, 300 km al este y al sur oeste, donde estas montañas presentan la primera gran barrera para los alisios del este provenientes de la cuenca del Orinoco.

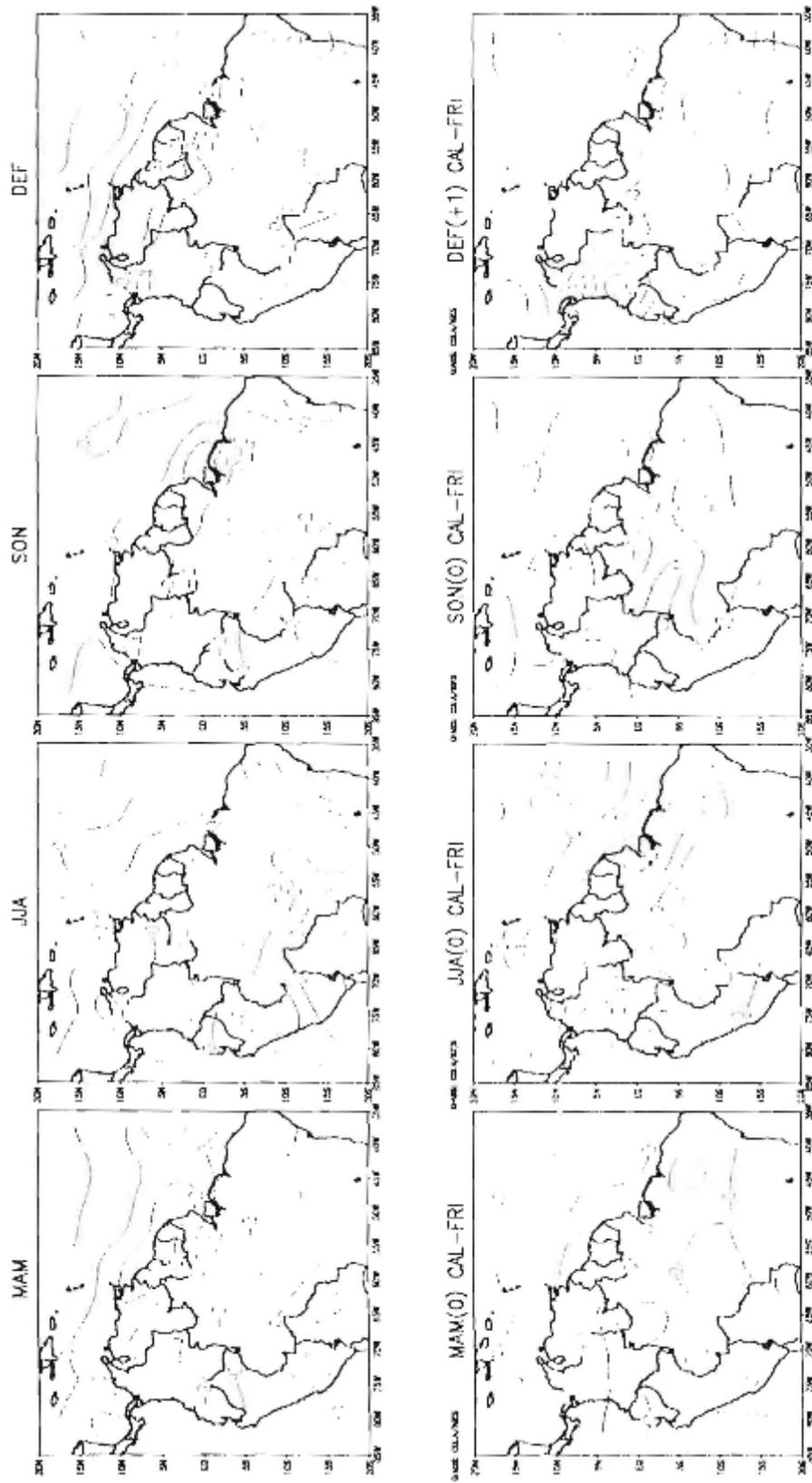


Figura 2.36 Ciclo anual de divergencia de viento a 850 hPa [$1E6 \text{ 1/s}$] (superior)
 Diferencia entre eventos calidos y frios en el Oceano Pacifico (inferior)

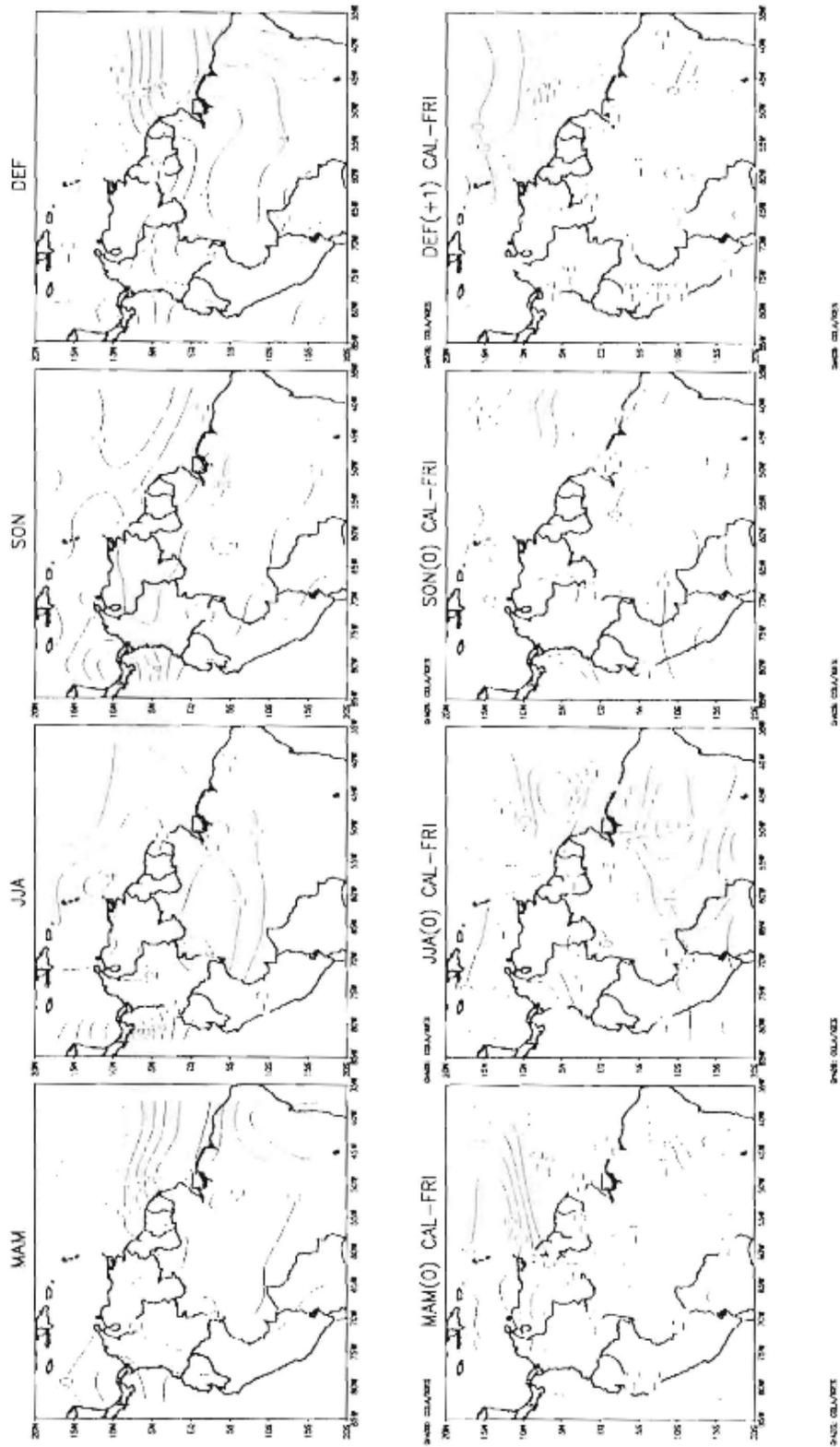


Figura 2.37 Ciclo anual de divergencia de viento a 200 hPa [10^6 s^{-1}] (superior)
 Diferencia entre eventos calidos y frios en el Oceano Pacifico (inferior)

La descripción de *Nieuwolt (1977)* también coincide con lo anteriormente dicho, pero va más allá al explicar las temperaturas cálidas del Pacífico sobre la costa Colombiana en términos de la contra-corriente ecuatorial oceánica:

La costa occidental húmeda de Colombia está bajo la influencia de la ZCIT a lo largo de todo el año. Asociada a esta zona están vientos del oeste, principalmente del nor-oeste en la parte norte de la región, y del sur-oeste en el sur. La parte adyacente del Pacífico es cálida, por una contra-corriente ecuatorial trae aguas cálidas del oeste. Por lo tanto, las masas de aire que llegan a estas regiones son cálidas y húmedas, y la convergencia y ascenso orográfico ocasionan grandes cantidades de lluvia a través de todo el año, con lluvias totales anuales promedio de 8000 mm. Directamente a lo largo de la costa, la mayor parte de la lluvia cae en las horas de la noche, pero más adentro en el continente prevalece un máximo durante la tarde. En las partes norte de la costa, la estación de lluvias bajas es alrededor de diciembre-enero, cuando los efectos de la celda de alta presión sub-tropical sobre el Pacífico se sienten sobre el Pacífico norte. En las partes del sur de esta región la estación más seca es alrededor de julio-agosto, cuando la celda de subtropical de alta presión sobre el Pacífico sur es más fuerte.

En las imágenes de satélite de la Figura 2.38 se observa la evolución de un complejo convectivo de meso-escala sobre la costa Pacífica de Colombia y Panamá, los días 8 y 9 de diciembre de 1996 a las z horas (Tiempo Universal Coordinado o CUT). Las hipótesis que ofrecen *Velasco y Frisch (1987)* para tratar de explicar la formación y la dinámica de los CCM tienen que ver con el desarrollo de vórtices de núcleo cálido de tamaño de meso-escala, forzados por calor latente. La mayoría de ellos son nocturnos y continentales. La definición de un CCM se establece en términos de la temperatura infra-roja de cuerpo negro. La frontera de un CCM está entre los -40°C y los -62°C . *Maddox (1980)* también requiere un área continental del orden de los $50\,000\text{ km}^2$ para definir un CCM, aunque para las latitudes bajas es más frecuente un tamaño de alrededor de $30\,000\text{ km}^2$. *Velasco y Frisch (1987)* concluyen que los CCM son sistemas predominantemente barotrópicos profundos, es decir que la atmósfera posee temperaturas uniformes horizontales en altura, de manera que se dan gradientes de presión pero no gradientes de temperatura. Así, la estructura circular de los sistemas convectivos refleja el dominio de del flujo de masa vertical sobre la deformación y el corte horizontal de gran escala. Los CCM obtienen energía para su desarrollo a partir de calor latente.

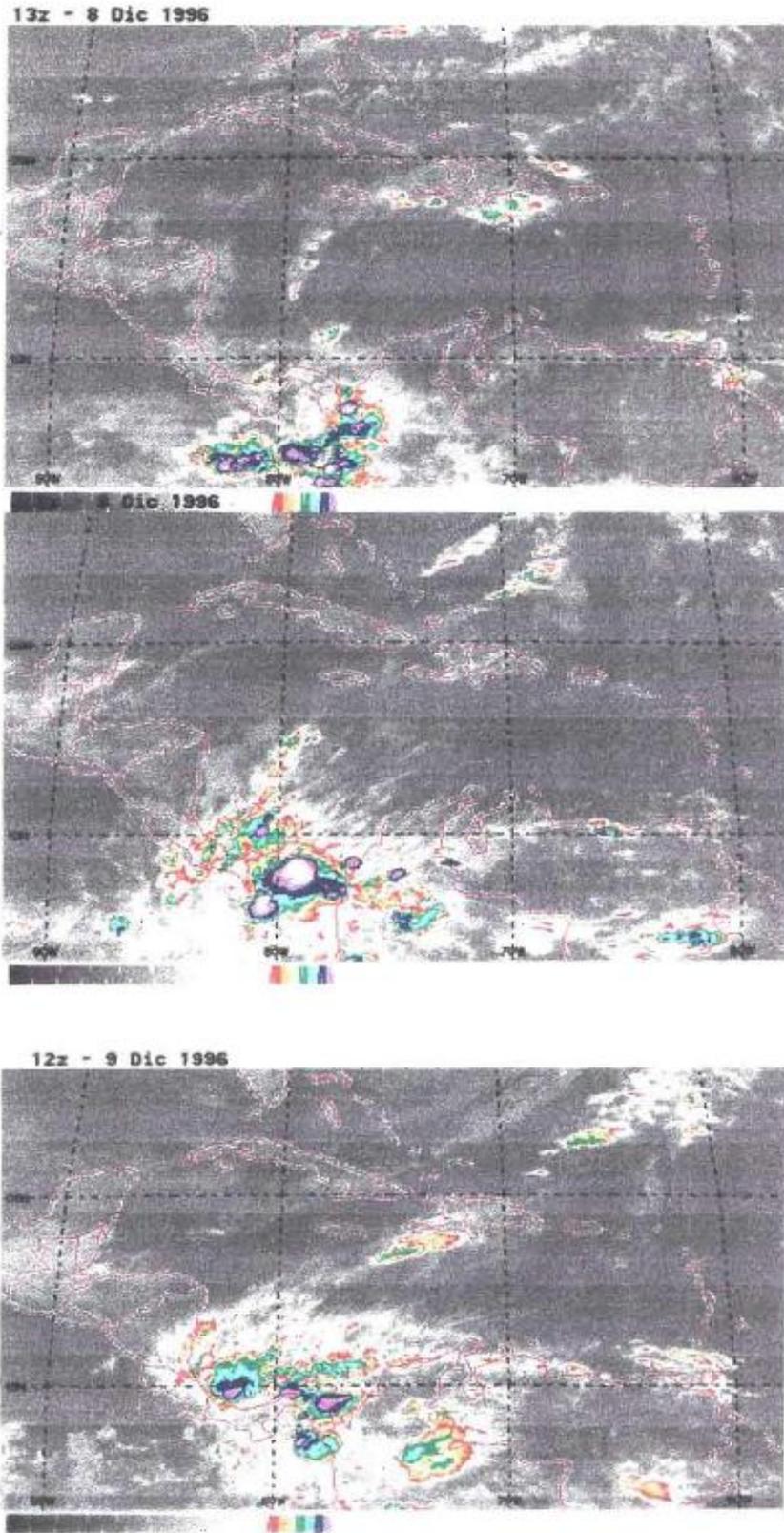


Figura 2.38. Imágenes de GOES-8 mostrando la evolución de un complejo convectivo de meso-escala entre Colombia y Panamá. Fecha: 8 y 9 de noviembre de 1996, a las z horas.

En diversas partes del mundo se ha encontrado que existe una estrecha relación entre la actividad de corrientes de chorro superficiales con una intensa actividad de convección profunda, y en particular con el desarrollo y evolución de CCM (*Bonner, 1966; Raymond, 1978; Maddox, 1980; Lemaitre y Brovelli, 1990; Carbone et al., 1990; Stensrud, 1996*), tal como ocurre sobre la costa Pacífica de Colombia. Tanto los CCM como las corrientes de chorro superficiales tienen un fuerte ciclo diario.

2.4 DOS CORRIENTES DE CHORRO DEL ESTE EN SURAMÉRICA TROPICAL: DE LOS 700-600 hPa Y SUPERFICIAL DE SAN ANDRÉS

El análisis de la distribución vertical de los vientos zonales muestra (Figuras 2.32 y 2.33) que en la climatología también se presentan dos corrientes de chorro del este, además de la corriente de chorro del CHOCÓ. Una primera corriente de chorro del este a la altura de los 700-600 hPa, también con un marcado ciclo anual, más intensa en el trimestre MAM, con velocidades del orden de más de 10 m/s en el núcleo, y más débil en el trimestre SON, con velocidades de 6 m/s en el núcleo. En la Figura 2.39 se presenta el ciclo anual de la climatología de la intensidad de los vientos alrededor del trópico Americano, en la fila superior se presentan los vientos superficiales (1000 hPa) y en la fila inferior se presentan los vientos a los 700 hPa. La corriente de chorro del este de los 700-600 hPa oscila muy poco meridionalmente, entre el Ecuador en el trimestre MAM y los 2°S en el trimestre SON. Hay una correspondencia inversa entre los trimestres de máxima y de mínima intensidad de las corrientes del CHOCO y de los 700-600 hPa, de dirección opuesta, y que merece ser explicada. La segunda corriente de chorro del este es superficial, localizada entre los 13°N-15°N y con núcleo un poco más abajo de los 900 hPa, y que llamaremos corriente de chorro superficial del este de San Andrés (por su cercanía a la isla Colombiana sobre el Mar Caribe), con velocidades máximas de más de 12 m/s en el trimestre JJA y mínimas de 6 m/s en el trimestre SON, que proviene de los alisios del este. Es esta corriente de chorro la que produce el clima seco sobre la Guajira y la costa norte de Venezuela, tal como puede demostrarse a partir de argumentos físicos en términos de la ecuación de conservación de la vorticidad para un flujo zonalmente orientado del este en el Hemisferio Norte (ver *Hastenrath, 1991, p. 17*).

Con este panorama es fácil observar que el chorro del CHOCÓ se encuentra embebido entre dos corrientes de chorro del este: la corriente de chorro superficial de los alisios del norte hacia los 13°N-15°N de San Andrés, y la de los 700-600 hPa, localizada entre los 2°S y el ecuador. Parecería que estas dos corrientes de chorro del este resultan de la división de una misma corriente que proviene del este.

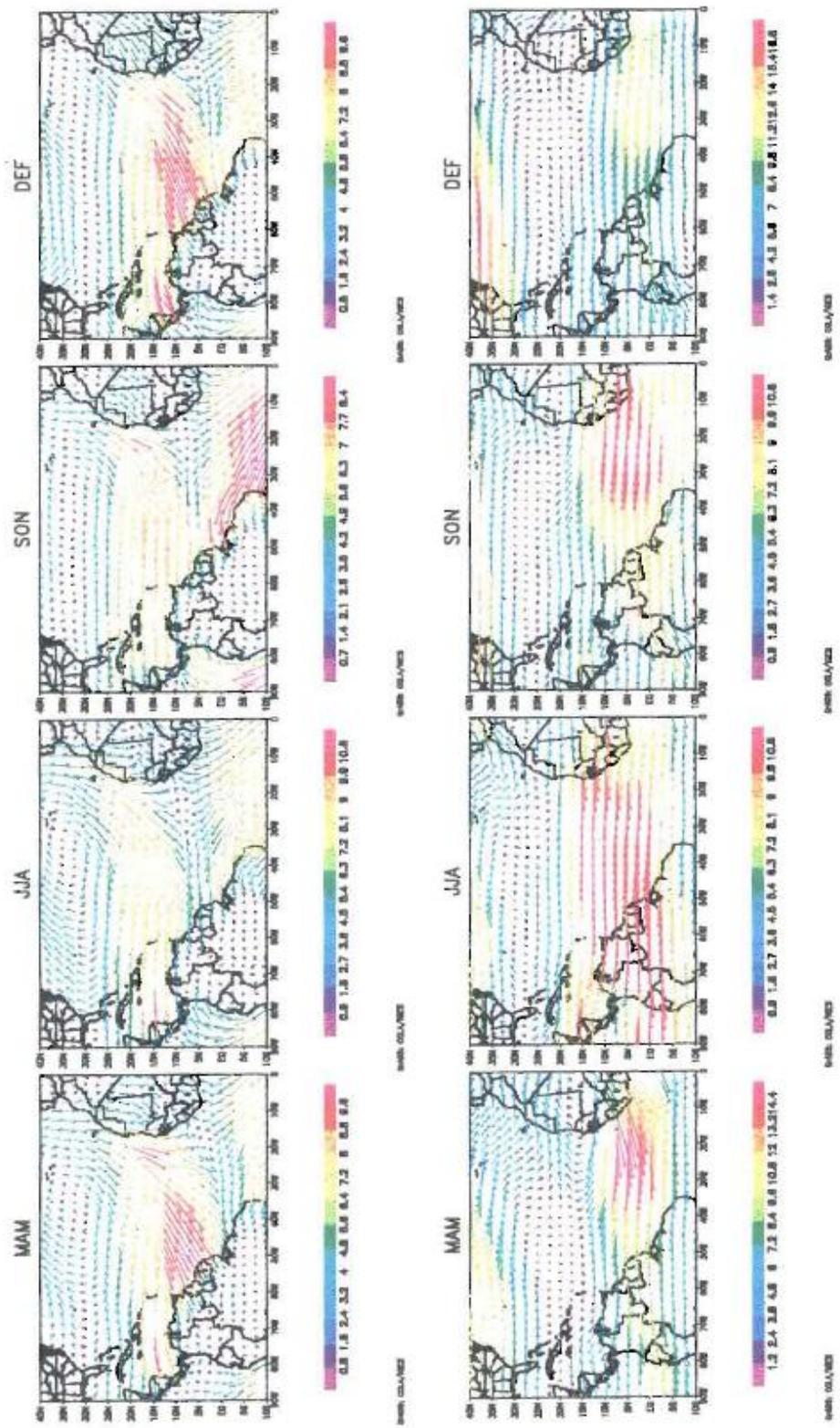


Figura 2.39 Ciclo anual de velocidad del viento a 1000 hPa [m/s] (superior) y a 700 hPa [m/s] (inferior).

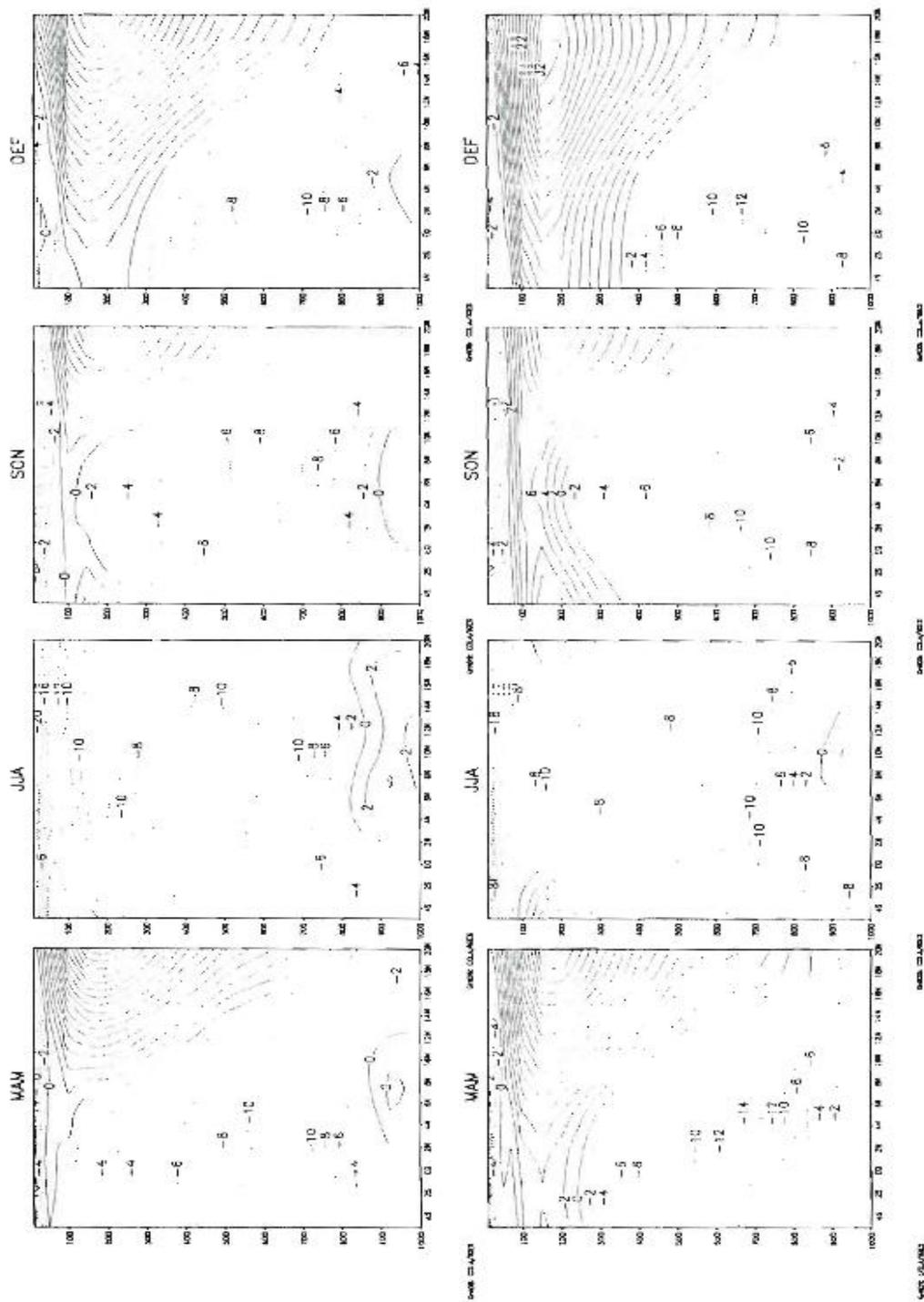


Figura 2.39 Ciclo anual de velocidad del viento zonal por OW [m/s] (superior) Idem por 20W (inferior).

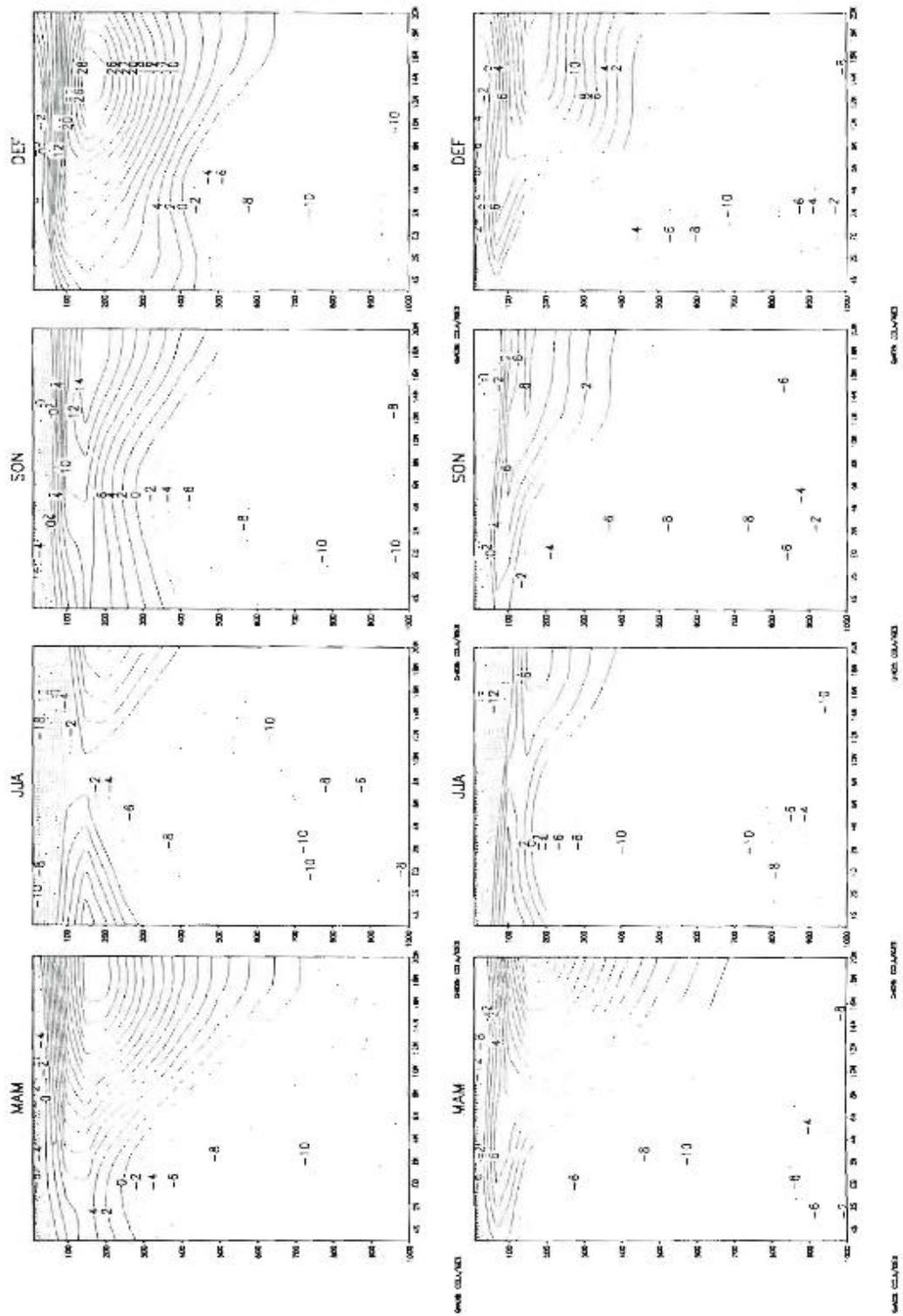


Figura 2.40b Ciclo anual Velocidad del viento zonal por 40W [m/s] (superior) Idem por 65W (inferior).

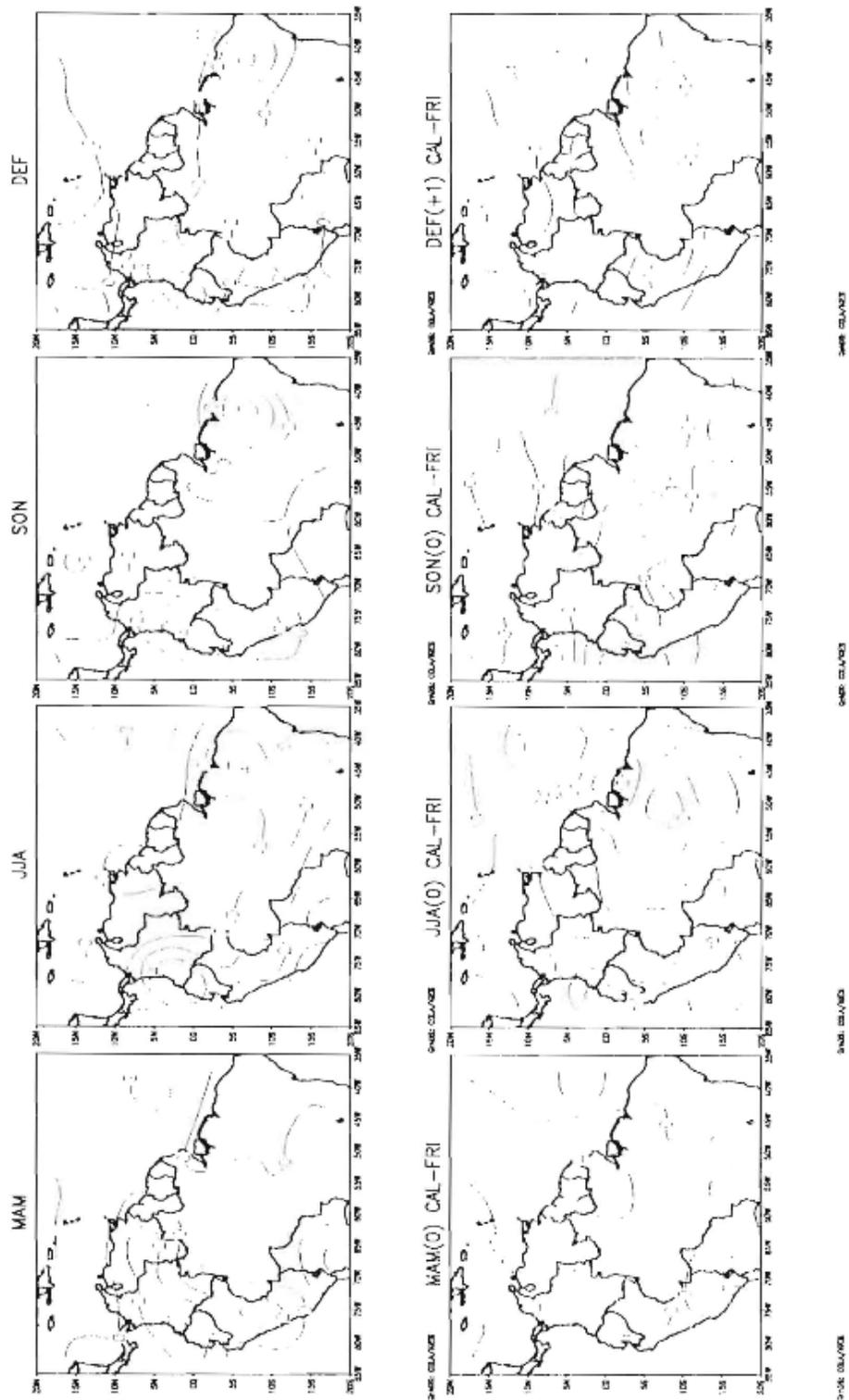


Figura 2.41 Ciclo anual de divergencias de viento a 700 hPa [$1E6 \text{ 1/s}$] (superior) Diferencia entre eventos calidos y frios en el Oceano Pacifico (inferior).

Para descubrir el origen de estas dos corrientes de chorro, retrocedemos geográficamente hasta el oeste de África. Las figuras 2.40a a 2.40r muestran la distribución vertical de los vientos zonales entre 5°S-15°N, entre las Longitudes 0°O y 70°O. Procediendo desde el este hacia el oeste se concluye lo siguiente. Sobre el oeste de África también es posible observar una corriente de chorro superficial del oeste sobre el occidente de África (trimestre MAM) y encima de ella se observa la corriente del este de 700 hPa. En el trimestre DEF se observa la presencia de dos corrientes superficiales del este (la otra por los 14-16°N y muy superficial). Es sorprendente la similitud de la dinámica de la circulación de vientos del trópico sobre el oeste de África y sobre el oeste de las Américas. Comparense las Figuras 2.40a (África) y 2.32 (América).

La corriente de chorro de los 700hPa se intensifica al cruzar sobre el Océano Atlántico. Hacia los 30°W (ver Figuras 2.40b, c, d y e) el núcleo de la corriente alcanza velocidades de 10-12 m/s. En el trimestre JJA aparece alcanzando desde el ecuador hasta los 14°-15°N. Al acercarse al continente (Figura 2.40f, a la altura de la Longitud 40°W), la corriente empieza a desacelerarse en sus capas inferiores y en los trimestres de SON y DEF se baja desde los 600-700 hPa hasta los 850-800 hPa con intensidades de 10 m/s. Por lo demás, en el nivel de los 700 hPa se presenta altos valores de divergencia de viento, que a su vez contribuye a la corriente de chorro del este. Obsérvese que hacia los 55°W y 60°W (Figuras 2.40i y 2.40j) la corriente de chorro del este tiene una forma elongada e inclinada a las capas más superficiales en el norte. En la figura 2.40k se observa la distribución vertical de los vientos zonales por los 65°W. Allí se observa la presencia de las dos corrientes de chorro con la de los 700 hPa más intensa que por los 60°W, especialmente durante los trimestres de DEF y MAM. Esta mayor intensidad la adquiere con la alta divergencia de viento que se establece en los 700 hPa sobre el continente (ver Figura 2.41).

Hacia los 70°W (Figura 2.40l) las dos corrientes de 700-600 hPa y de San Andrés se distinguen perfectamente, y con velocidades mayores de 8 y 10 m/s. El ciclo anual es importante pues hay alternancia de velocidades mayores entre los trimestres de DEF y MAM, como se muestra en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1 Velocidades zonales máximas (m/s) de las corrientes del este de 700 hPa y de San Andrés, durante el ciclo anual (Ver Figura 2.40l).

	MAM	JJA	SON	DEF
Corriente de 700 hPA	10	10	8	8
Corriente de San Andrés	8	10	8	10

Justo al oeste de la cordillera de los Andes ya se aprecia la corriente del CHOCO en dirección

oeste penetrando desde el Océano Pacífico al interior de Colombia (ver Figura 2.33, con la distribución de los vientos por 77°W). Allí se observan las dos corrientes de chorro del este, y en medio de ellas, en dirección contraria, la corriente del CHOCO.

Tal como se discutió anteriormente, una parte de los vientos de la corriente de San Andrés se recurvan después de cruzar el istmo centroamericano y (devolviéndose) entran a formar parte de los vientos que conforman la corriente del CHOCO, en conjunción con los vientos provenientes de la recurvatura de los vientos trans-ecuatoriales del Hemisferio Sur. Una evidencia de este hecho es que la corriente de San Andrés se hace más débil al seguir avanzando hacia el este, ya que para los cuatro trimestres del año, el núcleo es de menor velocidad por la Longitud 85°W que por la Longitud 80°W (ver Figura 2.40m).

Vale decir que la corriente de chorro del este de los 600-700 hPa se vuelve más superficial (800 hPa) al salir de nuevo a mar abierto sobre el Océano Pacífico tropical, tal como se observa en las Figuras 2.40n a 2.40q con la distribución de los vientos zonales para las Longitudes 90°O , 100°O , 120°O y 150°W . Hacia los 180°W (Figura 2.40r), la corriente ya es poco detectable.

Las consideraciones anteriores sugieren la elaboración de un índice climático llamado ISTMO, que representa la situación climática a ambos lados oceánicos del istmo de Panamá, y que serviría para predicción hidro-climática en Colombia. Ese índice se define como:

$$\text{ISTMO} = (\text{TSM PACOL} - \text{TSM Niño 1+2}) - (\text{TSM San Andrés}),$$

en donde:

TSM PACOL: Promedio de las temperaturas de la superficie del mar en la zona del Pacífico Colombiano (2°N - 8°N ; $77,5^{\circ}\text{W}$ - 82°W).

TSM Niño 1+2: Promedio de las temperaturas de la superficie del mar en la región Niño1+2 del Océano Pacífico (10°S - 0° ; 90°W - 80°W , ver Figura 2.1).

TSM San Andrés: Promedio de las temperaturas de la superficie del mar en la región del chorro superficial del este de San Andrés (10°N - 16°N ; 75°W - 85°W).

2.5 DIAGNÓSTICO SEGÚN EL REANÁLISIS CLIMÁTICO DE NCEP/NCAR

En este numeral se utilizan los datos del Proyecto de Reanálisis Climático del National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) de los Estados Unidos, para el período 1982-1994. El objetivo es evaluar cuantitativa y cualitativamente el impacto del fenómeno ENSO sobre las principales variables climáticas en el trópico de Sur América. Los resultados gráficos no se muestran. Para estimar el promedio de los eventos cálidos se utilizó la información de los eventos de 1982-1983, 1986-1987 y 1991-1992, y el evento frío de 1988. Los trimestres MAM, JJA y SON se estimaron para el año inicial del evento (año 0) y el trimestre DEF para el año siguiente respectivo (año +1).

La cuantificación de los efectos del ENSO sobre la climatología se presenta como la diferencia de los valores promedios de las variables durante las fases extremas del ENSO. Tal tipo de estimación tiene por objeto contrastar el comportamiento de las variables climáticas ante los forzamientos extremos del ENSO. Por supuesto que la naturaleza es altamente no lineal, pero este tipo de mirada permite comenzar a comprender la variabilidad climática interanual, con la consistencia que garantizan los resultados del Reanálisis de NCEP/NCAR a la escala espacial de Sur América tropical. En la Tabla 3.2 se incluye un resumen de la variación relativa de diversas variables climáticas, entre los extremos del fenómeno ENSO, a partir del Reanálisis de NCEP/NCAR. Los valores que se presentan allí tienen las dimensiones que se incluyen en primera columna de la izquierda. Nótese que los valores se refieren a variación relativa.

Tabla 2.2 Variación relativa de las variables climáticas sobre Colombia entre condiciones El Niño y La Niña. D:Disminuye, A: Aumenta. Datos tomados del Reanálisis Climático de NCEP/NCAR. Colombia se ha considerado en cuatro regiones: Centro/Occidente, Costa Atlántica (C.A.), Orinoquia (OR) y Amazonia (AM).

Variable	Region	MAM (0)	JJA (0)	SON (0)	DEF (+1)
Precip (mm/d) Fig. 3.28	Centro/Oc	D 1-2Chocó-Z.caf, Ant.	D 2-3 Chocó	D2- 4 Chocó-Z. C., Ant	D 2 - 5 Chocó
	C.A.	A1:M/lena,Guaj, Venez	D 2-3 B/quilla	D1-3 Córdoba	D 1 - 4 Urabá
	OR	D 1-0 frontera Venez.	A 0-1 Vichada,Guainía	D 1 - 1.5	D 1 - 2 Meta
	AM	D 1-2 Leticia, NW Bras	D 1 - 0 Leticia	D 1 - 1.5	D 1 - 2 Caquetá
P.Atmósfi nivel mar (Pa) Fig. 3.29	Centro/Oc	D 0.2	D 0.2 - 0.4 Occidente	A 0 -0.2	D 0.4 - 0.8
	C.A.	D 0.2 - 0.3	D 0.6 Uraba - 0.4 Mag	D 0.2 - 0	D 0.6 - 0.8
	OR	D 0.2 - 0.3	A 0.2 - 0.4 Vichada	A 0.4 -0.6	D 0.2 - 0
	AM	D 0.2	A 0.4 - 0.6 NW Brasil	A 0.6 - 0.8 Leticia	A 0.2
L V 1000 mb (1E6 1/s) Fig. 3.34	Centro/Oc	A 1 - 1.5	Estable	A 1	A 1 - 2 Chocó
	C.A.	A 1	A 1 - 0 Urabá	A1 - 0	A 1 Uraba; D 1 Guaj,
	OR	Estable	Estable	Estable	A 1 - 1.5
	AM	Estable	Estable	Estable	Estable
L V 925 mb (1E6 1/s) Fig. 3.35	Centro/Oc	Estable	A 1 - 2	A 1 -2	A 1.5 - 2.5
	C.A.	Estable	A 2	A 1 - 2	A 3 Uraba - 0 M/lena
	OR	Estable	D 1 - 0	A 1 - 0 Frontera Venez	A 1 - 0 Frontera Venez

Variable	Region	MAM (0)	JJA (0)	SON (0)	DEF (+1)
	AM	Estable	Estable	Estable	A 1 - 0 Leticia
L V 850 mb (1E6 1/s) Fig. 3.36	Centro/Oc	Estable	A 2 - 1.5	A 1.5 - 2.5	A 3 Cauca - 0.5 Norte
	C.A.	Estable	A 1.5 -0.5	A 2.5 -1	A0.5Cor-D0.5 MagGua
	OR	D 0.5 - 0 Guainía	A 1	A 0.5	D 1 - 0 Meta
	AM	A 0.5	A 1.5 - 0.5	A 1.5 -1	A 2.5 - 1 Leticia
L V 200 mb (1E6 1/s) Fig. 3.37	Centro/Oc	D 2 Sur - 1 Santander	D 1 sur: A 1 norte	Estable	D 5 Sur - 3 Santander
	C.A.	A 2 Guaj - 0 Bolivar	A 1	Estable	D 2 - 0 Guajira
	OR	D 1	Estable	Estable	D 3 Meta - 1 Vichada
	AM	D 1	D 1	D 1	D 5 Caquetá -2 Leticia
Agua Precipit. (kg/m ²) Fig. 3.38	Centro/Oc	A 1.5 - 1 Chocó	D 1	D 1 - 1.5	Estable
	C.A.	A 2 - 1.5	D 1	D 1 -2	A 1
	OR	A 1.5	A 1	Estable	A 1
	AM	A 1.5 - 1 Leticia	Estable	Estable	A 1.5 - 2
Escorrentía (kg/m ²) Fig. 3.39	Centro/Oc	D 0.1 - 0.4	D 0.3 - 0.8 Chocó	D 0.3 - 2 Chocó	D 0.1 Centro- 2 Chocó
	C.A.	D 0.1 - 0.3	D 0.2 - 0.6	D 0.1 - 0.5	D 0.1 - 0.5
	OR	D 0.1	A 0.2	D 0.1 - 0.3	D 0.1 - 0.3
	AM	D 0.1 - 0 Leticia	Estable	D 0.2	D 0.6 - 0.2 Leticia

Variable	Region	MAM (0)	JJA (0)	SON (0)	DEF (+1)
Humedad suelo 10 cm (%) Fig. 3.40	Centro/Oc	D 0.5	D 1 - 2	D 1.5 - 1	D 2 - 3
	C.A.	D 0.5 Córdoba. - A 1 Guaj.	D 1 - 2	D 1.5 - 2	D 1
	OR	Estable	Estable	D 1 - 0.5	D 0.5 - 1.5
	AM	Estable	D 1.5 - 0.5 Leticia	D 2 - 0.5	D 0.5
Calor Sensible (W/m ²) Fig. 3.41	Centro/Oc	Estable	Estable	Estable - A	Estable
	C.A.	Estable - A 5 C/gena	Estable- D5 Magd/Guaj	Estable	0 - A 5
	OR	Estable	Estable	Estable - A	A 5
	AM	Estable	Estable	Estable - A	Estable
Calor Latente (W/m ²) Fig. 3.42	Centro/Oc	Estable	Estable - A	Estable	A 5 - 10
	C.A.	Estable	A 10	Estable	Estable
	OR	Estable	Estable - A	Estable	Estable
	AM	Estable	Estable	Estable	Estable
Relación de Bowen (Adim) Fig. 3.43	Centro/Oc	Estable	Estable	Estable	Estable
	C.A.	Estable	Estable	Estable	Estable
	OR	Estable	Estable	Estable	Estable
	AM	Estable	Estable	Estable	Estable
Velocidad	Centro/Oc	zonal estable, A.5 meri	D 1 zonal; D0.5 merid	D 1 zonal y meridional	D 1.5- 1 zonal y merid.

Variable	Region	MAM (0)	JJA (0)	SON (0)	DEF (+1)
viento 1000 mb (m/s) Figs. 3.44, 3.48 y 3.49	C.A.	A 0.5 zonal y merid.	D 1 zonal; D2.5 merid	D 1-1.5 zonal y merid.	A 0.5 del noreste
	OR	A0.5 zonal;estable meri	Estable	Estable	A 0.5 del sureste
	AM	Estable	Estable	Estable	A 0.5 del sureste
Velocidad viento 925 mb (m/s) Fig. 3.45	Centro/Oc	zonal estable,A.5 merid	D 1 zonal; D0.5 merid.	D 1 zonal y meridional	D 1.5- 1 zonal y merid.
	C.A.	A 0.5 zonal y merid.	D 1 zonal; D2.5 merid.	D 1-1.5 zonal y merid.	A 0.5 del noreste
	OR	A1 zonal;estable merid	Estable	Estable	A 0.5 del sureste
	AM	Estable	Estable	Estable	A 0.5 del sureste
Velocidad viento 850 mb (m/s) Fig. 3.46	Centro/Oc	zonal estable,A.1 merid	D 2 zonal; D0.5 merid.	D 2 zonal	D 1.5- 2 zonal
	C.A.	A 1 zonal;estable merid	D 2 zonal; D2.5 merid.	D 1.5-2 zonal	A 1.5 zonal
	OR	A0.5 zonal;estable meri	D 1 zonal	A 0.6-0.8 meridional	A 1 meridional
	AM	D 1 zonal;estable merid	D 1 zonal y meridional	A0.5 medid. y zonal	A 1 meridional
Cobertura de nubes altas (%) Fig. 3.58	Centro/Oc	D 4	D 2 - 6	D 2 - 4	D 6 - 8
	C.A.	D 2	Estable	D 2 - 0	D 6
	OR	D 2	Estable	D 2	D 6
	AM	Estable	D 4	D 4	D 4

Variable	Region	MAM (0)	JJA (0)	SON (0)	DEF (+1)
Cobertura de nubes bajas (%) Fig. 3.59	Centro/Oc	Estable	D 6 -2	D 6 -2	D 4 - 6
	C.A.	Estable	D 6 - 8	D 4	D 4
	OR	Estable	A 2 -6	D 2 - 0	D 2
	AM	Estable	A 2	Estable	D 2 - 0
Radiación de Onda Larga Emergente (W/m ²) Fig. 3.60	Centro/Oc	A 5	A 10 - 20	A 5	A 15 -25
	C.A.	Estable - D 10 Guajira	A 10	A 5	A 15
	OR	Estable	A 5	A 5	A 15
	AM	Estable	A 15	A 10	A 20
Radiación de Onda Larga Sup. Neta (W/m ²) Fig. 3.61	Centro/Oc	Estable	A 2	A 1 - 2	A 2
	C.A.	Estable - D 2	A 2	A 1 - 2	Estable
	OR	Estable	Estable	Estable	A 2
	AM	Estable	A 2 - 0	A 2	A 2
Radiación de Onda Corta superficial	Centro/Oc	Estable	D 10	D 5	D 10
	C.A.	Estable - A 10 Guajira	D 10	D 5 - 0 Guajira	D 5
	OR	Estable	D 5	Estable	D 10

Variable	Region	MAM (0)	JJA (0)	SON (0)	DEF (+1)
l neta (W/m ²) Fig. 3.62	AM	Estable	D 5 - 10	Estable	D 15 - 10
Temperat. a 2m (°C) Fig. 3.63	Centro/Oc	A 0.4	A 0.4 - 0.6	A 0.2	A 0.6
	C.A.	A 0.4	A 0.2	A 0.2 - 0	A 0.6 - 1.2 Cesar
	OR	A 0.4	Estable	D 0.2	A 0.6
	AM	A 0.4	Estable - A 0.2	D 0.2	A 0.4
Humedad Específica a 2m (g/kg)	Centro/Oc	A 0.5	Estable	Estable	A 0.5
	C.A.	A 0.5	Estable	Estable	A 0.5
	OR	A 0.5	Estable	Estable	A 0.5
	AM	A 0.5	Estable	Estable	A 0.5

2.6 OSCILACIÓN DEL ATLÁNTICO NORTE (NAO)

La Oscilación del Atlántico Norte (NAO, por sus iniciales en inglés), es la alternación de la masa atmosférica entre las regiones subtropical y subpolar del Océano Atlántico Norte. Fue bautizada y descrita por Sir Gilbert Walker durante los años 1920's y 1930's (*Walker*, 1924, pp. 317-332; 1928, pp. 99-106). La NAO se caracteriza por variaciones en el gradiente de presiones a nivel del mar en escalas mensual y estacional, en los vientos del oeste de las latitudes medias, en las temperaturas superficiales del mar, y en el clima de las regiones continentales adyacentes. Tal como la Oscilación del Sur, la NAO puede definirse en términos de la variabilidad de la presión en sitios claves. Un centro está en las Islas Azores, bajo la influencia del centro de alta presión sub-tropical y el otro centro está sobre Islandia en donde predominan bajas presiones atmosféricas a nivel del mar durante todo el año. El modo positivo de la NAO se da cuando la Alta subtropical está anómalamente fuerte mientras que la Baja de Islandia está muy profunda. Los vientos del oeste del Atlántico entonces están anormalmente fuertes. En la fase negativa de la NAO ambos centros de presión están anormalmente débiles. Las variaciones en temperaturas y precipitaciones asociadas con la NAO están muy ligadas al clima de Europa, el este de Estados Unidos y los países de la cuenca del Mar Mediterráneo. En la Figura 2.42 se presenta el patrón de presiones atmosféricas asociados con la NAO para el período 1900-1942. Para representar tales fluctuaciones también se usa un índice definido como la diferencia entre la presión atmosférica normalizada en Ponta Delgada (Islas Azores) y Akureyri (Islandia). Aunque tanto la Oscilación del Sur (OS) como la NAO influyen significativamente sobre las alturas geopotenciales y las distribuciones de la presión atmosférica sobre el Atlántico occidental y el este de Norte América, no parece existir una conexión consistente entre la OS y la NAO. En la parte superior de la Figura 2.43 se presenta la evolución de la NAO y del SOI; allí se aprecia la aparente nula correlación existente entre las dos señales. La cuasi-periodicidad de 3 a 7 años que exhibe el ENSO no se presenta en la NAO, que parece exhibir fluctuaciones decadales. En la parte inferior de la Figura 2.43 se muestra el diagrama de correlaciones cruzadas entre el SOI y la NAO. Allí se observa que las correlaciones son muy bajas para todos los rezagos temporales, por lo cual podría decirse que son fenómenos de gran escala no correlacionados linealmente (Ver *Rogers*, 1984).

La Figura 2.44, tomada de *Rogers* (1988), muestra las correlaciones entre la precipitación mensual en Bogotá y las presiones superficiales del mar para el período 1899-1975. La región más significativa, con correlaciones del orden de 0.4 están sobre el Atlántico Norte Central. Este resultado nos ha conducido a investigar la influencia de la Oscilación del Atlántico Norte sobre la hidro-climatología de Colombia, cuyos resultados se presentan en el numeral 3.14 y en el trabajo

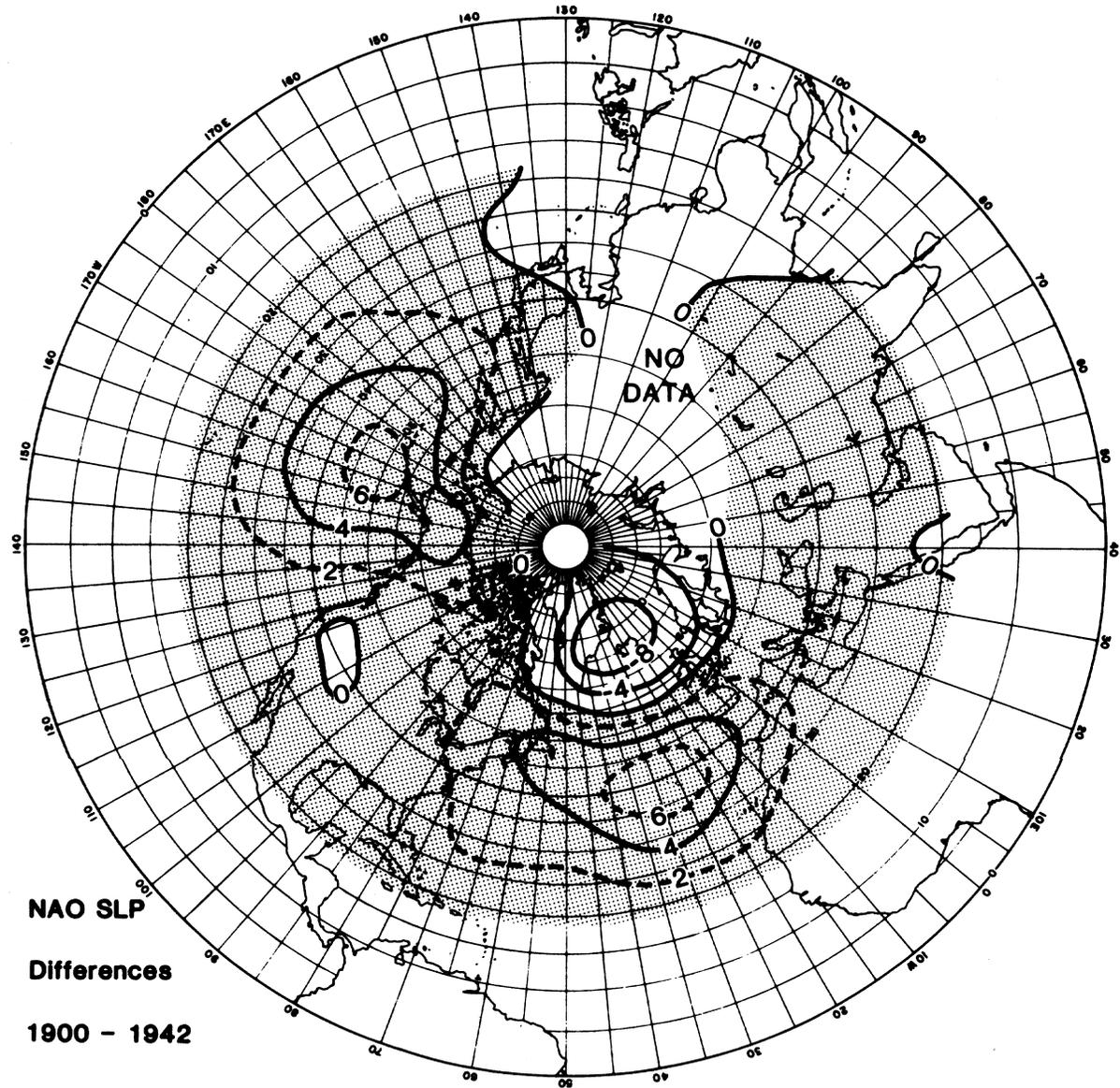


Figura 2.42. Patrón de presiones atmosféricas asociados con la NAO para el período 1900-1942. Tomado de Rogers (1984)

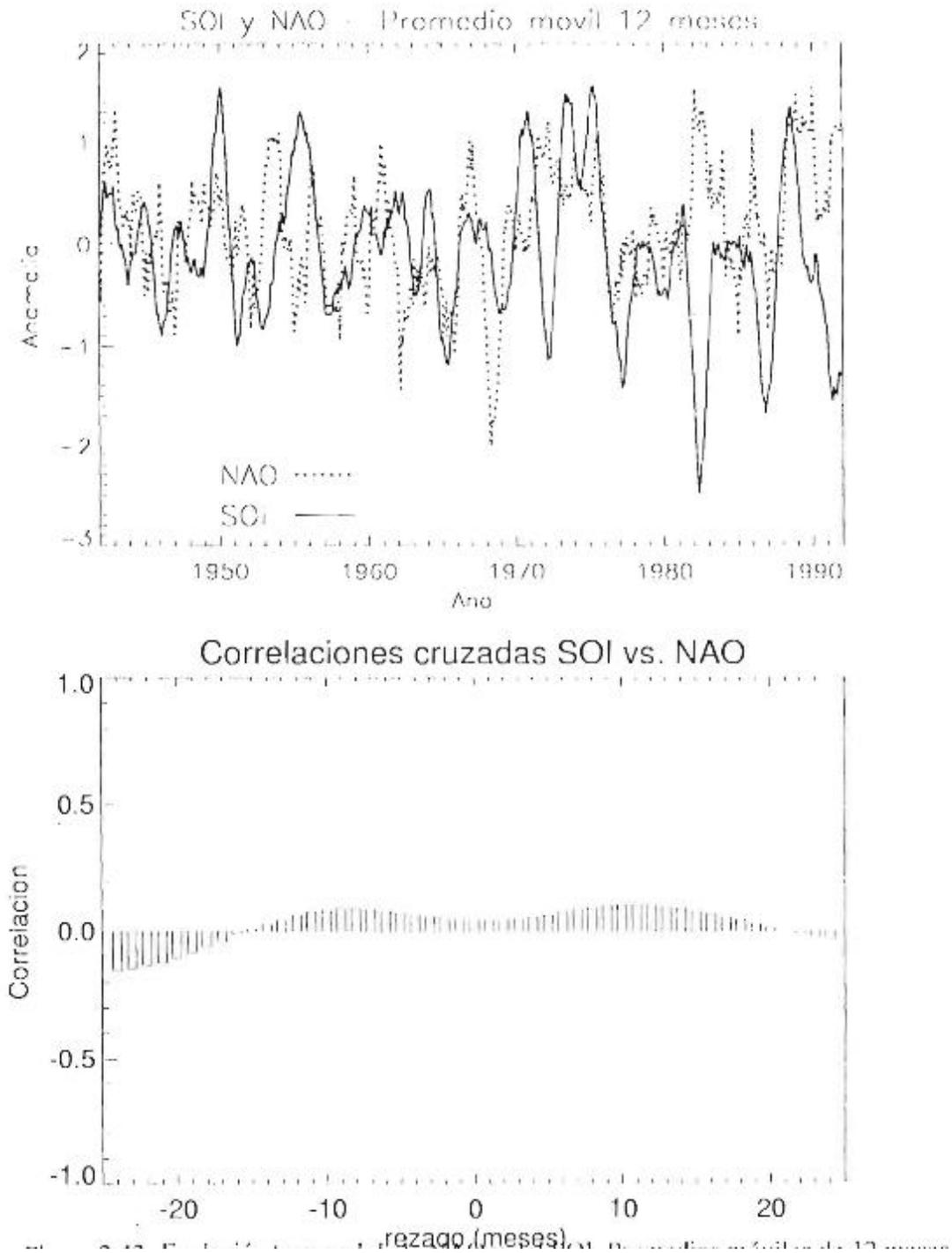


Figura 2.43. Evolución temporal de la NAO y del SOI. Promedios móviles de 12 meses. (superior). Diagrama de correlación cruzada entre SOI y la NAO (inferior).

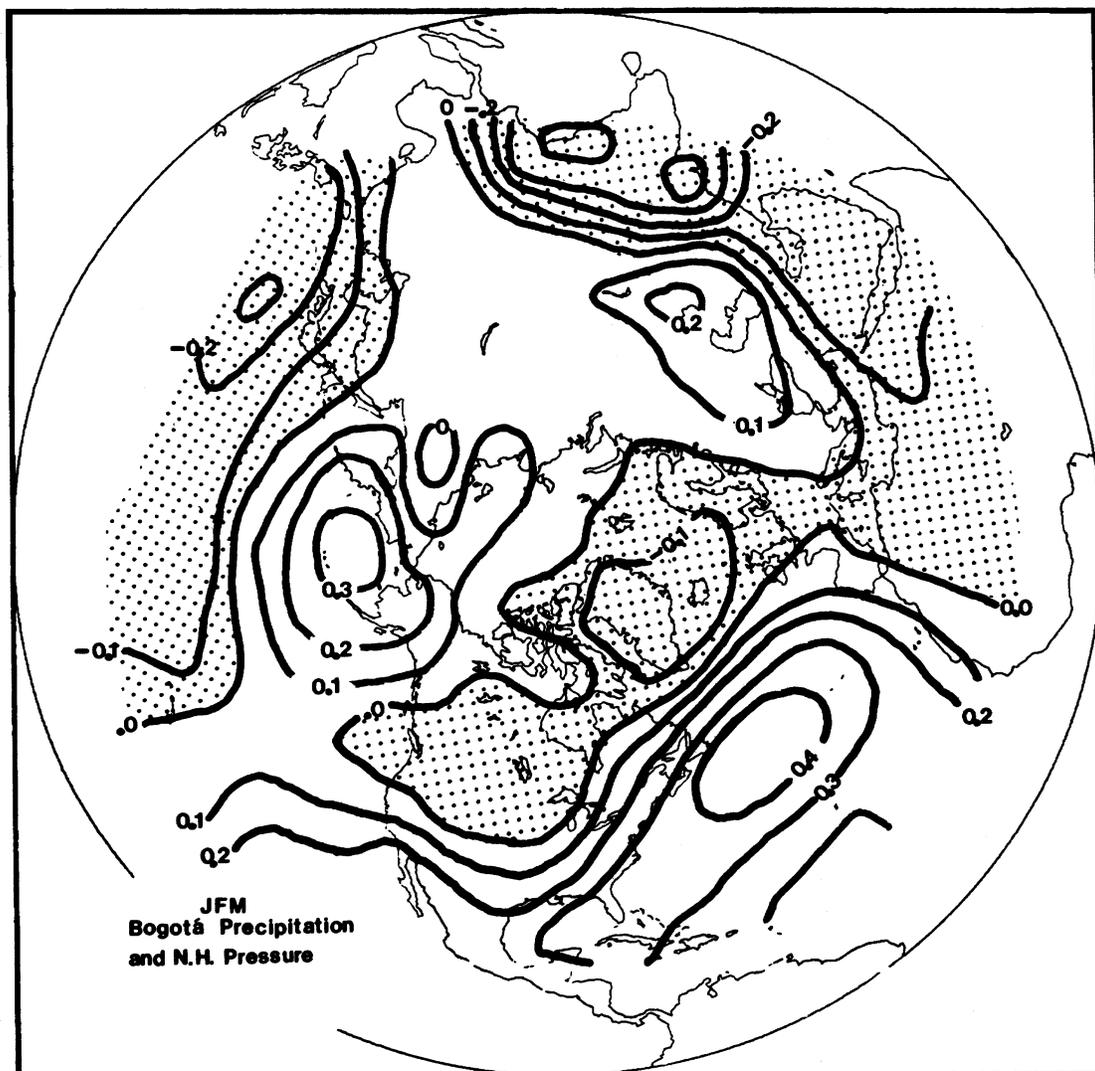


Figura 2.44 Mapa de correlaciones entre la precipitación mensual en Bogotá y las presiones superficiales del mar para el período 1899-1975. Tomado de Rogers (1988)

de *Poveda y Mesa* (1996c). Rogers sugiere que la precipitación promedio sobre el Caribe y las Américas tropicales podría variar significativamente en los extremos de la NAO. Esta observación nos muestra una primera evidencia del posible vínculo entre la situación hidro-meteorológica de Colombia y la NAO. Por ello se estimaron los coeficientes de correlación cruzada entre los registros de la NAO y los registros de los caudales medios de los ríos Colombianos. Los resultados se presentan en el capítulo 3. La interacción no lineal entre el ENSO y la NAO y sus posibles amplificaciones pueden ser importantes para determinar la variabilidad interanual del clima de Colombia. Este es un tema que debe seguirse investigando en Colombia.

2.7 ONDAS DEL ESTE Y HURACANES

La existencia de perturbaciones de verano provenientes del este en el trópico norte ha sido reconocida desde hace mucho tiempo. Usando datos de variables superficiales, *Piersig* (1936) fue uno de los primeros en notar patrones de circulación ciclónica desplazándose desde el occidente de África hacia el Atlántico, con un período alrededor de 4 días y una longitud de onda de aproximadamente 2000 km. Tales ondas fueron observadas por primera vez en los vientos alisios del este en el mar Caribe entre 15° y 20° N (*Riehl, 1945*). La existencia de perturbaciones ondulatorias con longitudes de onda entre 3000 y 4000 km, velocidad de propagación entre 8-10 m/s y período en el rango de 4-5 días en la ZCIT, fue descubierta por *Chang* (1970) a través de análisis de fotografías diarias de satélite. Las principales características de estas ondas son (*Wallace, 1971*):

- a) La componente meridional del viento en la baja atmósfera tiene una tendencia a presentar picos espectrales en el rango de cuatro a cinco días.
- b) Parece que las ondas en la alta tropósfera tienen un período alrededor de una semana.
- c) Como se mencionó, tales ondas se propagan hacia el oeste, con una velocidad levemente mayor que el flujo promedio del este.
- d) Tienen una longitud de onda del orden de 3.000 km indicando una velocidad de fase de 8 ms^{-1}
- e) Las ondas están confinadas a la baja y media tropósfera, en la capa entre 700 y 500 hPa.
- f) El patrón de nubes asociado a tales ondas posee una clara estructura caracterizada por una formación en “V invertida” (*Frank, 1969*). Además, *Merritt* (1964) muestra que la distribución de nubes que se relaciona con mayor frecuencia con las perturbaciones de las ondas del Este de bajo nivel, tiene una apariencia vortical que parece estar asociada con vórtices ciclónicos en la tropósfera media.
- g) El eje de bajas presiones está inclinado hacia el este con la altura, de forma que, en tanto la onda se mueve hacia el oeste, la parte superior llega a un lugar más tarde que la parte

inferior. Esta inclinación no es sólo consecuencia del perfil vertical del viento zonal medio (y los esfuerzos cortantes asociados), sino que la latitud de la perturbación parece jugar un papel importante (*Shapiro et al., 1988*).

- h) Nuestro entendimiento de los procesos dinámicos que son responsables por la formación, mantenimiento y decaimiento de perturbaciones de escala sinóptica como las ondas del este, todavía es muy incompleto. *Norquist et al. (1977)* estudiaron el balance energético de las ondas del este provenientes de África y encontraron que procesos baroclínicos y barotrópicos son igualmente importantes para su gestación. También concluyeron tentativamente que el calor latente y los procesos convectivos son importantes explicar para las perturbaciones que ocurren durante la temporada de lluvias máximas del verano.
- i) Resultados de *Lau y Lau (1990)* muestran que hay una zona de moderada “teleconectividad” que abarca todo el Océano Atlántico y la región de América Central desde los 20°E hasta los 120°W. La teleconectividad alcanza un valor alto en la zona 15°-20°N entre 5°W y 35°W, decrece en la mitad del Atlántico y vuelve a crecer en el Caribe. La región de fuerte teleconectividad sobre el Caribe se extiende más hacia el Oeste sobre el Océano Pacífico, en donde se ha reportado una débil actividad. Como se observa, se presenta un área de fuerte coherencia temporal que se extiende longitudinalmente sobre el Atlántico desde el occidente de África hasta el Golfo de México. La coherencia temporal decae significativamente sobre el área continental de Centro América. La velocidad de propagación sobre el Atlántico también parece variar con la latitud, con las mayores velocidades alrededor de 5°N-10°N, y se da una disminución en la velocidad de fase hacia el norte. Las ondas del este están asociadas a menudo con un par concurrente de vórtices en la tropósfera baja sobre el oeste de África. Estos centros vorticales tienden a mezclarse afuera de la costa del Atlántico y subsecuentemente migran hacia el mar Caribe. Otros resultados de *Lau y Lau (1992)* sugieren que la fuente principal de energía potencial disponible para las perturbaciones que surgen en el norte de África es la conversión baroclínica del flujo medio hacia las fluctuaciones transitorias a lo largo de la zona de fuertes gradientes de temperatura al sur del desierto del Sahara.

Las ondas del Este y los ciclones tropicales parecen estar estrechamente relacionados. Existe buena evidencia acerca de la reducción en el número de tormentas tropicales y huracanes en el Atlántico tropical y el mar Caribe cuando se presenta el fenómeno de El Niño (*Gray y Sheaffer, 1992*), lo cual parecería indicar también una reducción en la cantidad e intensidad de ondas del este. *Frank y Hebert (1974)* reportan observaciones para el período comprendido entre 1968 y 1973. Estas ondas evidentemente pasan por la geografía de Colombia en su camino hacia el Océano Pacífico y afectan también su situación hidro-climatológica, y constituyen una fuente

importante de variabilidad climática y de precipitaciones, en particular en la zona de la costa del Caribe, el valle de río Magdalena y el oriente del país (Martínez, 1993).

La influencia de los huracanes sobre el clima de Colombia es un tema que merece un estudio a fondo. Bástenos mostrar la Figura 2.45 que presenta el mapa de correlación entre el número de ciclones anuales y la precipitación anual de las estaciones marcadas con triángulos sobre el mapa de Colombia. Este análisis ha sido desarrollado en investigación conjunta con el Dr. Peter R. Waylen (University of Florida, Gainesville, E.U.A.). La Tabla 2.3 contiene el listado de las estaciones de precipitación usadas en el análisis de correlación de la Figura 2.45. Los resultados muestran correlaciones bajas, aunque significativas en algunas estaciones. Es necesario desagregar este tipo de análisis al nivel mensual y aún menor, dada la importancia para el análisis de eventos extremos de precipitación y caudal. Es necesario también efectuar este tipo de análisis para los huracanes y tormentas tropicales del Océano Pacífico este tropical norte.

Tabla 2.3. Estaciones usadas en el mapa de correlación entre el número de ciclones tropicales en el Océano Atlántico y los registros de precipitación anual en Colombia.

ESTACION	Lat	Lon	Alt	Inicio	Fin
Santa Marta/Simón Bolívar	11.13	-74.23	4	1952	1981
Cartagena/Crespo	10.45	-75.52	1	1951	1990
Barranquilla/Apto. E. Cortizos	10.90	-74.77	14	1951	1990
Turbo	8.12	-76.72	2	1951	1983
Barrancabermeja	7.02	-73.80	126	1951	1990
Bucaramanga/Palonegro	7.10	-73.20	1189	1951	1990
Cucuta/Camilo Daza	7.93	-72.52	250	1951	1990
Blonay	7.60	-72.60	1235	1951	1980
Salazar	7.70	-72.70	984	1955	1968
Apto Cazadero	7.90	-72.60	309	1961	1970
Esteban Jaramillo	5.90	-75.70	1450	1950	1965
Medellin	6.20	-75.60	1508	1951	1985
Apto. Olaya Herrera	6.22	-75.60	1490	1941	1980
Chinchina	5.00	-75.60	1360	1951	1970
El Libano	4.90	-75.10	1500	1950	1979
Chinchiná	4.98	-75.58	1310	1971	1980
Pereira/Matecaña	4.82	-75.80	1338	1951	1990
Armenia/El Eden	4.50	-75.72	1204	1950	1989
El Paso	4.50	-75.60	3264	1950	1979
Ibague/Perales	4.43	-75.15	928	1955	1990
Girardot/Santiago Villa	4.28	-74.80	286	1960	1985
Guamo	4.00	-75.00	358	1963	1977
Saldaña	3.80	-75.00	460	1968	1977
Natagaima	4.20	-74.90	431	1968	1977
Santa Helena	4.00	-75.00	420	1968	1977

Correlación de Precipitación Anual y las Tormentas Tropicales en la Cuenca Caribeña

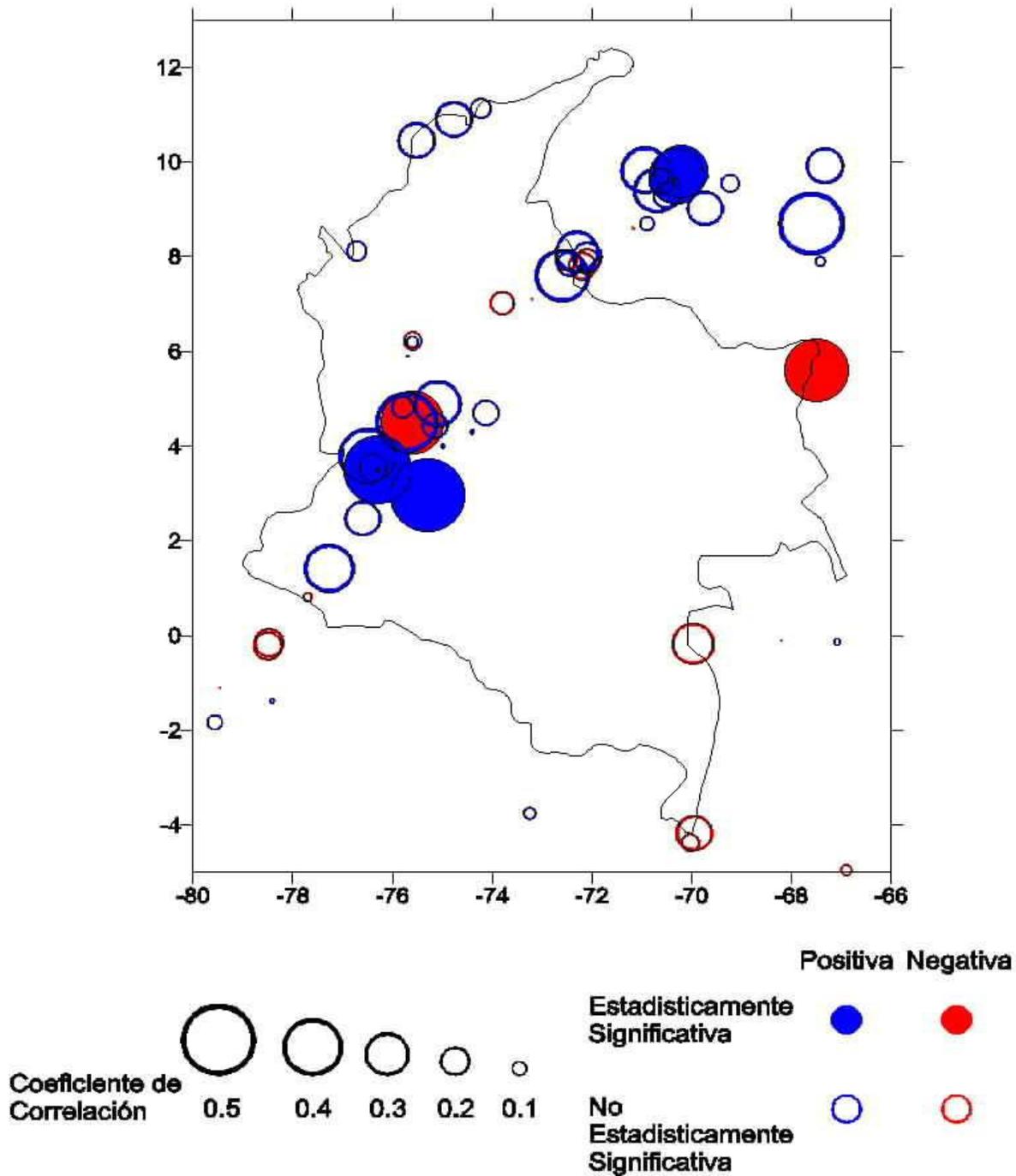


Figura 2.45 Mapa de correlaciones entre la precipitación anual y tormentas tropicales en la cuenca del Mar Caribe.

Tibacuy	4.30	-74.40	1550	1952	1980
Bogota/El Dorado	4.70	-74.13	2547	1866	1990
Cali/Palmaseca	3.55	-76.38	962	1950	1990
Palmira Ica	3.50	-76.30	975	1930	1986
Julio Fernández	3.80	-76.50	1670	1954	1979
Palmira	3.50	-76.30	1001	1950	1981
Calpuerto/Cali	3.40	-76.40	957	1961	1970
Popayán/Machangara	2.47	-76.60	1730	1950	1979
La Florida	2.45	-76.58	1850	1971	1980
Neiva/La Manguita	2.97	-75.30	449	1952	1990
Centro Anchique	3.60	-75.10	415	1968	1977
Granada	3.70	-75.50	1040	1965	1977
Tumaco/El Mira	1.57	-78.68	16	1968	1989
Pasto/Antonio Nariño	1.42	-77.27	1796	1953	1979
Ospina Pérez	1.27	-77.47	1700	1971	1980
Ipiales/San Luis	0.82	-77.63	2961	1963	1990
Leticia/Vásquez Cobo	-4.17	-69.95	84	1961	1990

2.8 OSCILACIÓN CUASI-BIENAL (QBO)

Uno de los fenómenos atmosféricos que presenta una periodicidad casi perfecta es la llamada Oscilación Cuasi-Bienal (QBO por sus iniciales en inglés). Se trata de una oscilación en la dirección de los vientos zonales y en la temperatura de la estratosfera ecuatorial. Los principales rasgos de la QBO son (*Holton, 1992, p. 424*):

- a) Los vientos zonales presentan un patrón alternante entre dirección oeste y este, con una periodicidad alrededor de 24-30 meses.
- b) Los regímenes sucesivos aparecen primero por encima de los 30 km pero se propagan hacia abajo a una velocidad de 1 km/mes.
- c) La propagación hacia abajo ocurre sin perder la amplitud entre los 30 y los 23 km, pero decrece por debajo de los 23 km.
- d) La oscilación es simétrica alrededor del ecuador con una amplitud máxima de alrededor de 20 ms^{-1} y una distribución aproximadamente Gaussiana en latitud con un ancho medio de 12° .

La QBO se ha explicado en términos de la existencia de ondas Rossby de gravedad y ondas Kelvin que se propagan verticalmente sobre el ecuador proporcionan las fuentes de momentum zonal necesarias para dar lugar a la QBO (*Lindzen y Holton, 1968*). La tasa de propagación hacia abajo y la amplitud de la QBO parecen estar determinadas, respectivamente, por la intensidad y la

velocidad de fase de las ondas que viajan hacia arriba (*Lindzen, 1987*)

Gray et al. (1992) reportan las observaciones y dan soporte teórico a un posible vínculo dinámico entre la QBO y las variaciones interanuales del ENSO y la frecuencia de los huracanes sobre el mar Caribe. Los esfuerzos cortantes verticales entre la alta tropósfera y la baja estratosfera son un factor importante en la modulación de la convección ecuatorial profunda, y tanto el ENSO como la QBO están asociados con cambios en estos esfuerzos cortantes. Básicamente, la fase este de la QBO en las latitudes bajas (10°) de la estratósfera y la alta tropósfera favorecen la convergencia de bajo nivel y por tanto tienden a preservar una fuerte actividad convectiva en el ecuador. La razón de esto proviene de la ecuación del viento térmico y el enfriamiento relativo asociado, lo que se refleja en una estratósfera inferior más delgada. Entonces se da un ajuste hidrostático de anomalías positivas en las alturas geopotenciales y una disminución en la estratificación térmica en la troposfera superior. Tales anomalías en la altura geopotencial y en las temperaturas aumentan la circulación divergente de la alta troposfera centrada en el ecuador con la consecuente convergencia en los niveles bajos (ver *Shaeffer y Gray, 1991*). Al mismo tiempo, durante la fase este de la QBO, la convección profunda es inhibida en las zonas de convergencia de los monzones fuera del ecuador (latitudes entre 8° - 18°). En la fase oeste, hay tendencias opuestas en ambas regiones. *Gray et al. (1992)* han propuesto un posible mecanismo para tratar de explicar la modulación cuasi-bienal del ENSO. Su hipótesis y sus análisis empíricos muestran que una fase cálida del ENSO ocurrirá durante la fase este de la QBO. Note que la mayor parte de Colombia está dentro del intervalo de 10° del ecuador y que durante la fase cálida del ENSO la lluvia se disminuye. Esto contradice los argumentos de *Gray et al.* Sin embargo, el espectro de potencias de la primera Componente Principal (CP) de los registros de caudales medios mensuales de Colombia presenta un pico correspondiente al período de la QBO, alrededor de 26 meses.

Otras explicaciones que se han mencionado para explicar la existencia de una componente Cuasi-Bienal en la señal del ENSO se mencionan a continuación. *Lau y Sheu (1988)*, a través de análisis bi-espectral concluyen que la QBO está fuertemente enfasada (“*phase-locked*”) con el ciclo anual, aunque ellos no encuentran un enfasamiento obvio entre la Oscilación del Sur y el ciclo anual, por lo que concluyen que el enfasamiento entre el ENSO y el ciclo anual puede ser debido a la parte de Oscilación Cuasi- Bienal de la señal del ENSO. Ellos sugieren que el enfasamiento entre la QBO y el ENSO es el resultado de interacciones no lineales.

Barnett (1991) presenta evidencia de una posible relación no lineal entre el ciclo anual, una componente en la banda de frecuencias asociada a los 24-30 meses y otra de baja frecuencia entre 3-7, y concluye que la señal cuasi-bienal del ENSO no parece estar asociada a la QBO.

Dickey et al. (1994 y 1992) sugieren que el ENSO es el resultado de la interferencia constructiva (destruktiva) de dos bandas, una Cuasi-Bienal y la otra de baja frecuencia. Muestran la importancia de la contribución de la estratósfera en los cambios en el momento angular atmosférico observados durante el evento ENSO de 1982-1983. Mientras que la estratosfera contiene sólo el 10% de la masa atmosférica, ella contribuye con casi la mitad de la contribución de la troposfera a las anomalías observadas. De manera que concluyen que la relación entre la QBO y la componente Cuasi-Bienal del ENSO puede ser fortuita, con base en los resultados de *Xu (1992)*. Este autor concluye que la Oscilación del Sur y la QBO son dos procesos independientes de la atmósfera tropical con escalas de tiempo similares. Esta conclusión es basada en análisis espectral, en particular estimativos de la coherencia cuadrada de las dos series. Aunque el valor correspondiente al período de la QBO está por debajo del intervalo de confianza del 95%, éste es muy alto y probablemente no es posible rechazar la hipótesis de la existencia de una posible relación con ese Dnico argumento estadístico.

Un modo de oscilación cuasi-bienal también ha sido encontrado en el ENSO por *Rasmusson et al. (1990)*. Allí se sugiere que la componente cuasi-bienal de la señal del ENSO en los vientos zonales ecuatoriales se propaga hacia el este a lo largo del Pacífico occidental y central.

Barnston et al. (1991) reportan un posible efecto de la fase de la QBO y de la Oscilación del Sur sobre el clima del Hemisferio Norte. Parece haber una preferencia de presentarse patrones de circulación Trópico/Hemisferio Norte (THN) en respuesta a anomalías de la Oscilación del Sur durante la fase este de la QBO. De otra parte, parece haber una preferencia de presentarse la circulación del Pacífico/ Atlántico Norte (PNA) durante la fase oeste.

El espectro de potencias de la primera componente principal de las lluvias y los caudales medios mensuales de ríos en Colombia muestra un pico significativo en la banda de frecuencia correspondiente a 26 meses (ver Figura 3.17). Esto podría ser una manifestación de la influencia de un fenómeno con periodicidad cuasi-bienal, tal como la QBO. Sobre este tema se debe continuar investigando.

2.9 ALTA BOLIVIANA

La Alta Boliviana es un anticiclón de alto nivel (~ 200 mb) que se desarrolla durante el verano sobre el altiplano Boliviano, en el centro de los Andes. Similarmente al altiplano Tibetano, el altiplano actúa como una fuente de calor en la media tropósfera que induce fuertes tormentas. El

calor sensible y latente de la atmósfera ayudan a mantener el anticiclón alto durante el verano. De acuerdo con *Schwerdtfeger* (1976) los principales rasgos de la Alta Boliviana son: (i) un anticiclón de núcleo cálido en la alta tropósfera sobre el altiplano, (ii) un intenso calentamiento del altiplano por radiación solar antes del medio día, cuando la nubosidad es mínima, (iii) advección de masas de aire relativamente húmedas desde el noreste y este en los niveles más bajos, fuerte convección y condensación, por lo que el calor latente liberado proporciona el mecanismo para mantener el núcleo cálido del anticiclón. En la Figura 2.46, se presenta un esquema del campo de vientos de la alta tropósfera (300-100 hPa), donde se aprecia la presencia de la circulación ciclónica de la Alta Boliviana.

Estudios más recientes demuestran que la Alta Boliviana es la respuesta en ondas Rossby al calentamiento por condensación que ocurre sobre la cuenca Amazónica, sobre los Andes centrales y en la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (*Lenters y Cook*, 1997). La posición climatológica de la Alta sobre el altiplano, 10° - 15° al suroeste de la región de máximo calentamiento, puede explicarse por la propagación al suroeste y el subsecuente decaimiento de esta onda Rossby durante episodios repetidos de convección. El efecto directo (mecánico) de los Andes sobre la Alta Boliviana es mínimo. La alta de Bolivia está dinámicamente conectada con un centro de baja presión localizado hacia el noreste (afuera de la costa del Nordeste Brasileiro). La posición de la alta boliviana está determinada principalmente por la precipitación del Amazonas. La existencia de la cordillera de los Andes no parecería afectar la posición e intensidad de alta Boliviana, según resultados de experimentos de simulación con Modelos de Circulación General (*Lenters y Cook*, 1997).

Numerosos estudios han notado una relación entre la variación estacional de la precipitación de Sur América y la posición e intensidad de la Alta Boliviana (*Kousky y Kagano*, 1981, *Nishiwaza y Tanaka*, 1983; *Horel et al.*, 1989). *Aceituno y Montecinos* (1993) han notado una relación entre la Alta Boliviana y la naturaleza episódica de la precipitación de verano del Altiplano Boliviano-Peruano; durante los días húmedos la alta Boliviana es más intensa y se encuentra desplazada más hacia el sur que durante los días secos.

Es sabido que estos patrones de ondas estacionarias, como la Alta Boliviana, son respuesta directa de forzamiento orográfico y/o térmico. La proximidad de la Alta Boliviana con la cordillera de los Andes, sugiere que este fenómeno puede ser la respuesta dinámica a la presencia de los Andes. De otro lado, la alta elevación del Altiplano es una fuerte fuente de calor, tanto sensible como latente. Así, la Alta Boliviana puede ser una respuesta térmica al Altiplano. Pero otra posibilidad es que la sea una respuesta térmica al calentamiento por condensación que ocurre en regiones adyacentes, como por ejemplo, la cuenca Amazónica.

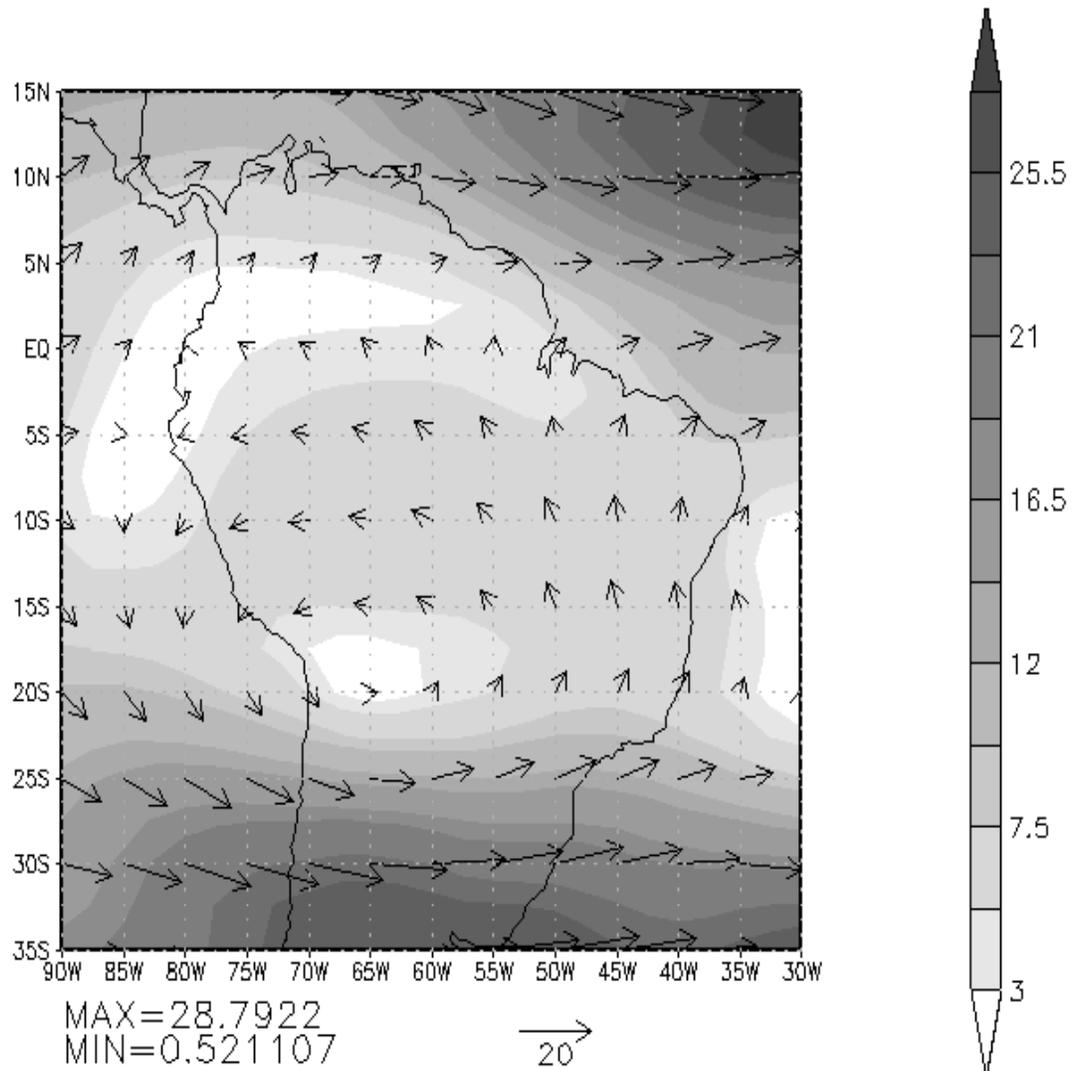


Figura 2.46. Esquema del campo de vientos en m/s (300 -100 mb) sobre América del Sur, para las condiciones promedio del mes de enero. Obsérvese la presencia de la Alta Boliviana. Datos del Reanálisis Climático de NCEP/NCAR.

Nada se menciona en la literatura acerca de la posible influencia del clima de Colombia en particular, pero todo indica que este es un tema de estudio que sería de invaluable contribución en nuestro medio.

2.10 OSCILACIÓN DE MADDEN-JULIAN

La variabilidad de baja frecuencia en los trópicos está dominada por variaciones interanuales asociadas con el ENSO y con variaciones intra-anales asociadas con la oscilación de Madden-Julian (*Madden y Julian, 1971, 1972*), también llamada oscilación intra-anual. Esta última exhibe variabilidad en la escala de tiempo intra-estacional, con períodos de 30-60 días, dominante en los trópicos y asociada con una celda de circulación orientada en sentido zonal y con propagación hacia el este. Procesos físicos relacionados a diferencias entre la tierra y los océanos y la hidrología superficial afectan la propagación meridional de la oscilación (*Philander, 1990*). *Langley et al.* (1981) encuentran una escala de tiempo de 50 días en la oscilación de la longitud del día, y *Madden* (1987, 1988) sugirió que los torques por fricción asociados con las fluctuaciones de la convección atmosférica sobre la “piscina caliente” del Indo-Pacífico eran los mecanismos responsables de los cambios en la longitud del día y del momento angular atmosférico global. El torque del viento sobre la cordillera de los Andes es importante para explicar la relación entre las ondas de Madden-Julian, los cambios en la duración del día y el momento angular atmosférico del planeta (*Weickman et al., 1997*).

Las anomalías en forma de ondas pueden ser trazadas desde el Océano Índico al Océano Pacífico central y vía Hawai hasta América Central y el norte de América Latina (*Lau y Chan, 1988*). La convección tropical asociada con la oscilación de 40-50 días está modulada por el ciclo estacional. Los resultados de análisis de FOE sugieren que la oscilación de 40-50 días es un modo de oscilación intrínseco en la región ecuatorial, que probablemente representan las fluctuaciones intrínsecas de la circulación de Walker. Parece que la oscilación de 40-50 días puede estar cercanamente relacionada al comienzo y al decaimiento del ENSO. Las ondas de 40-50 días entonces pueden actuar como mecanismo físico disparador del comienzo del ENSO, por excitar las inestabilidades del sistema acoplado océano-atmósfera (*Zebiak, 1989; Weickmann, 1991*). Sobre Sur América tropical, el modo de oscilación principal de las fluctuaciones climáticas en la banda espectral intra-anual, está en la oscilación de 30-60 días, que se reflejan en el patrón de anomalías de OLR a los 250 mb para el periodo de 12 años 1979-1990 (*Mo y Kousky, 1993*).

La influencia de la Oscilación de Madden-Julian sobre la hidroclimatología de Colombia es un tema de investigación para abordar en el futuro.

2.11 OSCILACIÓN SEMI-ANUAL

La Oscilación Semi Anual (OSA) del viento zonal en la alta estratósfera ecuatorial ha sido documentada en numerosos estudios y observaciones (*Reed, 1966; Angell y Korshover, 1970; Hopkins, 1975, Hirota, 1980; Jackson y Gray, 1994*). Cerca de la estratopausa (1 mb), la OSA es muy evidente, con vientos del este máximos en enero y julio, y máximos del oeste durante los meses de abril y octubre. Los vientos del este son 10 m/s más fuertes en el solsticio de invierno del hemisferio norte que en el solsticio de invierno del hemisferio sur, con una intensidad de más de -30 ms⁻¹ en enero y de más de -20 m/s en julio. Por encima de los 0,2 mb, la intensidad de la OSA desaparece, pero la oscilación reaparece en la alta mesósfera. Hay evidencias serias (*Jackson y Gray, 1994*) acerca de la influencia de ondas de gravedad y ondas Kelvin atmosféricas en el origen de la OSA.

El posible efecto de la OSA sobre el clima de Colombia es otro tema de investigación hacia el futuro.

2.12 SUMARIO

Se han examinado en este capítulo las evidencias acerca de la asociación entre fenómenos atmosféricos y oceánicos de gran escala y la hidro-climatología de Colombia y el trópico de Sur América. El énfasis ha sido puesto en el entendimiento de los mecanismos físicos que interactúan para producir las anomalías hidrológicas en Colombia, en particular durante la fase cálida del fenómeno ENSO, en un intento por vincular a la hidrología con fenómenos físicos cuantificables, lo cual tiene importantes implicaciones para la predicción hidrológica, pues se trasciende el enfoque puramente estadístico que se ha dado en el pasado a este problema fundamental, de hondas repercusiones sociales, económicas y ambientales. El análisis ha sido particularmente exhaustivo sobre los mecanismos de la interacción del sistema océano-atmósfera-tierra que actúan en la región durante las fases extremas del fenómeno ENSO, determinados usando los datos del Reanálisis de NCEP/NCAR. Desde el punto de vista de la dinámica de la interacción océano-atmósfera-tierra, el signo de las anomalías hidrológicas y climáticas en Colombia y en Suramérica tropical durante la ocurrencia de El Niño, es explicado por la combinación de los siguientes mecanismos:

(1) Por forzamiento de gran escala ocasionado por las perturbaciones propagadas a través de ondas Rossby atmosféricas. Entre ellas se destaca 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 (*Rasmusson y Mo, 1993*). Esta celda de Hadley anómala ocasiona un aumento de la presión atmosférica superficial y contribuye al desplazamiento hacia el suroeste del centro de convección dentro de la Zona de Convergencia Intertropical, y además contribuye a suprimir el ascenso de aire húmedo, y por tanto la convección profunda, factores que cooperan para reducir la precipitación sobre el trópico Suramericano.

(2) Por el debilitamiento de la corriente de chorro superficial del oeste que normalmente penetra por la costa Pacífica al interior de Colombia (“corriente del CHOCÓ”), cuya existencia y climatología se han descubierto en esta Disertación. Tal corriente, cuyo núcleo central está localizado durante todo el ciclo anual sobre los 5°N, es más intensa durante el trimestre septiembre-octubre-noviembre, y más débil en el trimestre marzo-abril-mayo. El debilitamiento de la corriente del CHOCÓ durante El Niño disminuye la advección de humedad desde el Pacífico hacia el interior de Colombia, y contribuye a debilitar la dinámica y a disminuir el número de complejos convectivos de meso-escala sobre el trópico Americano. El debilitamiento de la corriente del CHOCÓ durante El Niño se debe principalmente 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 tal gradiente de temperaturas del aire.
- El debilitamiento de la corriente de chorro superficial de los alisios de San Andrés, sobre el mar Caribe. 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. Además, el debilitamiento de la corriente de San Andrés causa una reducción de la advección de humedad sobre la costa Caribe y el norte de Sur América.

(3) Debilitamiento de la corriente de chorro del este de los 600-700 hPa sobre Suramérica tropical, como consecuencia de la disminución de la convergencia superficial y de la divergencia a esa altura. La existencia y climatología de esta corriente de chorro del este a tal altura sobre el ecuador Suramericano también constituye otro descubrimiento de esta Disertación. La interacción dinámica y termodinámica de las corrientes de chorro del oeste del CHOCÓ y del este de los 700 hPa es un tema de investigación primordial para entender el clima de Colombia, que queda abierto hacia el futuro.

(4) Disminución del centro de alta presión del Atlántico Norte subtropical, que es consistente con una disminución de los alisios del noreste, consistente con un incremento en las temperaturas del mar del Atlántico Norte y consistente con una disminución en las temperaturas del Atlántico tropical sur (*Hastenrath y Greischar, 1993*). Esta disminución también está asociada al debilitamiento de la corriente de chorro de San Andrés.

(5) Disminución de la actividad atmosférica sobre el mar Caribe, que se traduce en un menor número de huracanes, tormentas tropicales y ondas del este (*Gray y Sheaffer, 1992; Frank y Hebert, 1974*), a través del norte de América del Sur.

Otros fenómenos que están asociados con las anomalías hidrológicas en Colombia son las ondas del este y los huracanes sobre el Atlántico tropical Norte, la oscilación del Atlántico Norte, y posiblemente la oscilación cuasi-bienal. Otros fenómenos se han revisado de manera teórica, pero la investigación debe continuar para profundizar en el entendimiento de su influencia sobre el clima de Colombia.

3. VARIABILIDAD INTERANUAL DE LA HIDROLOGÍA MENSUAL

En este capítulo se examina variabilidad hidrológica de Colombia a escala interanual. En lo fundamental se trata de identificar la variabilidad asociada a la ocurrencia del ENSO y otros fenómenos de gran escala como la NAO y la QBO, que influyen en esa escala temporal. La cuantificación se establece mediante análisis de tipo lineal como correlación, análisis de Funciones Ortogonales Empíricas y de Componentes Principales, y análisis en el dominio de la frecuencia, mapas de correlaciones rezagadas, y estimación de anomalías hidrológicas durante las fases extremas del ENSO.

3.1 ANÁLISIS DE CORRELACIÓN

3.1.1 Análisis de correlación entre la variabilidad de la precipitación en Colombia e indicadores climáticos del Océano Pacífico

En este numeral se estudia la dependencia lineal entre las series de registros de lluvias mensuales y las series de varios indicadores del clima en el Océano Pacífico. Para este efecto, las series se han estandarizado, restando la media y escalando por la desviación típica mensuales y luego se han suavizado mediante un promedio móvil de 12 meses. La suavización introduce un efecto de persistencia artificial, que debe ser descontado apropiadamente en la prueba estadística de significancia del coeficiente de correlación. El número de grados de libertad debe estimarse como el número de datos dividido por la escala de fluctuación de la serie (*Vanmarcke, 1988*). Se trata de buscar la o las variables que presentan un mayor grado de asociación (en términos de la dependencia lineal) con las lluvias de Colombia. Los resultados de este análisis pueden servir de apoyo para los modelos de predicción de lluvias.

Las variables climáticas del Océano Pacífico que se incluyeron en el estudio son las siguientes: Índice de Oscilación del Sur (SOI), temperatura superficial del mar (TSM) en las regiones conocidas como

Niño1-2 (0° - 10° S, 90° - 80° O), Niño-3 (5° N- 5° S, 150° O- 90° O) y Niño-4 (5° N- 5° S, 160° E- 150° O), y la velocidad zonal del viento en esas tres regiones (Uviento). En la Tabla 3.1 se presentan los resultados. Nótese que algunos de los índices de clima del Océano Pacífico tienen signo negativo (primera fila de la Tabla 3.1), lo cual significa que la correlación es el negativo del valor que se muestra en la tabla. Las Figuras 3.1 a 3.5 presentan la evolución de los registros de precipitación en cinco estaciones de Colombia, simultáneamente con los de cuatro índices climáticos del Océano Pacífico. Las estaciones escogidas representan diferentes regiones de Colombia, así: El Retiro (noroeste), Encino (noreste), Cenicafé (Andes centrales), Obonuco (suroeste) y Ramiriquí (Andes orientales); ver localización en la Tabla 3.1. De los resultados consignados en la Tabla 3.1 y en las Figuras 3.1 a 3.5 se concluye que las regiones occidental, central y norte de Colombia exhiben el más alto grado de asociación con el clima del Océano Pacífico, y con menor influencia sobre las estaciones de los Andes orientales (ver las correlaciones para Ramiriquí, Boyacá).

Los coeficientes de correlación que se presentan en la Tabla 3.1, estadísticamente significativos al 95% y en algunos casos al 99% (con base en la hipótesis nula de correlación cero), nos muestran que las variables que presentan mayor correlación con las lluvias analizadas son en su orden el SOI, la velocidad zonal del viento en la región Niño-4, y las temperaturas de la superficie del mar en las regiones Niño-4, Niño-3 y Niño 1-2. Es interesante destacar el hecho que la región Niño-4 tenga un mayor grado de correlación lineal que las regiones Niño1-2 y Niño-3 con las lluvias de Colombia, a pesar de estar mucho más al oeste que estas últimas. La explicación de este resultado parece tener relación con el hecho de que la región Niño-4 es la región en donde emanan predominantemente las ondas Rossby atmosféricas que alcanzan la región tropical de América del Sur durante las fases extremas del ENSO.

Por otra parte, se concluye que las regiones de Colombia en donde la influencia del ENSO es más evidente se localizan en el occidente, sur occidente y centro del país y en la región de los Santanderes, con menor influencia en la costa Caribe y en las estaciones de la cordillera oriental que enfrentan las cuencas Amazónica y del Orinoco. La señal del ENSO parece presentarse más temprano y más fuerte en el occidente del país y más tarde y más débil al oriente (ver también el numeral 3.1.4).

Tabla 3.1 Coeficientes de correlación (%) simultánea entre los promedios móviles de 12 meses de las lluvias y diferentes indicadores climáticos en el Océano Pacífico.

Estación	Latitud	Longitud	Elev.	-Niño1	-Niño3	-Niño4	Uvie.1	-Uvie3	-Uvie4	SOI
Troneras	6,79036	75,2485	1800	2,3	9,7	17,3	6,7	-27,8	14,6	16,3
Los Salados	6,8161	75,3014	2150	22,4	26,7	37,6	-22,2	27,1	44,2	36,7
El Gomez	6,75094	75,6621	2675	-33,7	-28,1	-13,4	-21	27,7	-21,4	-31,4
Rionegrto	6,64596	75,3507	2435	20,6	34,4	35,5	16,9	-8,9	40,2	42,7
Santa Rosa	6,6497	75,455	2550	25,7	40,6	50,6	25	-24,8	47,7	56,1
Mocorongo	6,5559	75,3613	1784	8,6	23,2	34,6	0,8	13,7	34,4	32,1
La Unión	5,98202	75,3498	2500	10	28,8	39,1	-2,4	11,7	35,7	30,8
El Chuscal	6,07	75,45	2290	50	51,4	57,7	8,9	5,5	65,6	68,2
Santuario	6,14293	75,243	2175	14,7	2,2	18,4	-0,6	2,82	22,1	19,2
Rionegro	6,16	75,35	2070	45,1	53,6	59,1	16,9	-7,4	64,7	67,5
El Carmen	6,08	75,32	2180	27,6	51,1	51,1	28,4	-15,1	60,9	60,9
El Retiro	6,06	75,51	2190	40,2	51,5	60,1	13,3	1,9	66,5	70
Las Palmas	6,16	75,53	1100	39,2	37,5	45,5	6,3	10,4	52	55,7
Montijo	6,14752	75,4313	2098	41,3	45,8	40	13,8	9,1	44	42
Vasconia	6,21	75,47	2510	33,8	45,7	53,1	12,5	1,4	59,1	63,8
Mazo	6,27	75,5	2455	42,1	45	54,3	7,8	7,4	63,3	64,3
Rioabajo	6,2529	75,31	2070	22,1	37,7	40,4	12,4	13,4	51,6	53,1
La Mosca	6,31	75,45	2155	36,3	40,9	48,6	-1,2	16,3	57,5	58,3
San Vicente	6,2908	75,3274	2155	18,1	18,5	17,4	8,1	-1,5	22,3	16,3
El Peñol	6,2462	75,2069	1880	11,8	29,4	39,4	10,3	10,2	46,4	47,2
Guatapé	6,25	75,15	1900	15	35	48,1	1,9	25,5	52,8	52,2
Corrientes	6,31	75,26	1980	15,6	30,2	34,9	11,5	23	45,7	43,6
Ipiales	4 9	77,38	2961	18,4	36,3	43,1	10	-39	41,2	43,7
Obonuco	112	77,18	2710	33,1	41,6	47,2	-10,4	0,1	49,2	52,3
Sibundoy	111	7655	2100	1,3	9,1	20	-14,1	14	23,6	18,4
Observ. Nal	438	7406	2556	20,6	30	44,8	3,3	8	41	41,4
Chinavita	509	7322	1900	-19,2	-14,1	9,8	-34	34	4	-4,1
Ramiriquí	524	7320	2360	-8,2	-10,9	-11,5	-49	56,5	-6	-8,9
La Cómoda	605	7328	1242	26,8	28,2	29,2	0,4	-9,1	29,1	35,6
Encino	608	7307	1814	49,4	57,4	51,2	26	-3,4	54,5	61,4
B/bermeja	652	7346	162	14,2	35,6	24,9	55,7	-43,5	2,1	16
Cúcuta	756	7231	250	-5,2	-26,5	-1,4	-44,1	56,6	11,4	3,5
Soledad	1053	7447	14	45,5	11,3	11,9	-10,6	34,8	33,5	16,1
PuebloBello	1022	7338	1000	30,7	15,5	-10,2	9,8	-1,8	10,6	1,2
Sahagún	857	7527	60	20	14,5	3	3,4	-19,6	0,7	-0,2
Cenicafé	459	7535	1310	45,9	56,4	54,4	18,9	11,2	59,6	62,5
Pereira	449	7544	1342	24,6	31,1	44,4	17,3	-4,4	38,8	44,5

Estación	Latitud	Longitud	Elev.	-Niño1	-Niño3	-Niño4	Uvie.1	-Uvie3	-Uvie4	SOI
Candelaria	319	7621	1000	37,4	33,4	44,2	-3	3,2	43,3	40,2
Palmira	334	7620	980	35	39,7	51,1	28,2	-22	43	43
Piendamó	241	7632	1840	25,2	9,3	27,3	-29	29,5	36,9	32,7
Coconuco	215	7627	2800	33,4	9,5	12,3	-45,5	50,8	26,9	33,4
La Inmaculada	448	7600	960	15,6	14,7	9,6	-13,7	12	7	-11,8

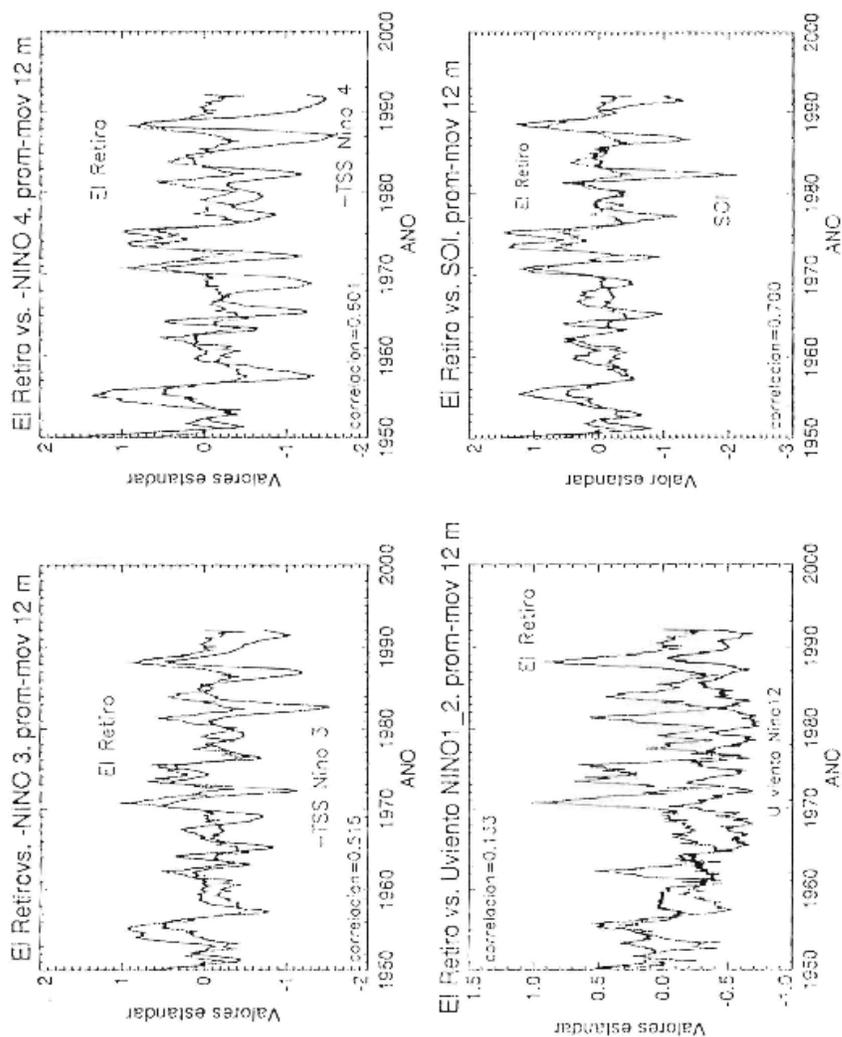


Figura 3.1. Evolución de la precipitación mensual (tomada como promedio móvil de 12 meses) en el Retiro (Antioquia) y de cuatro índices climáticos del Océano Pacífico tropical: Temperatura Superficial del Mar (TSM) en la región Niño-3 (5°N-5°S, 150°O-90°O) (superior izquierda), TSM en la región Niño-4 (5°N-5°S, 160°E-150°O) (Superior derecha), TSM en la región Niño 1-2 (0°-0°S, 90°-80°O) e índice de oscilación del Sur (SOI) (inferior derecha).

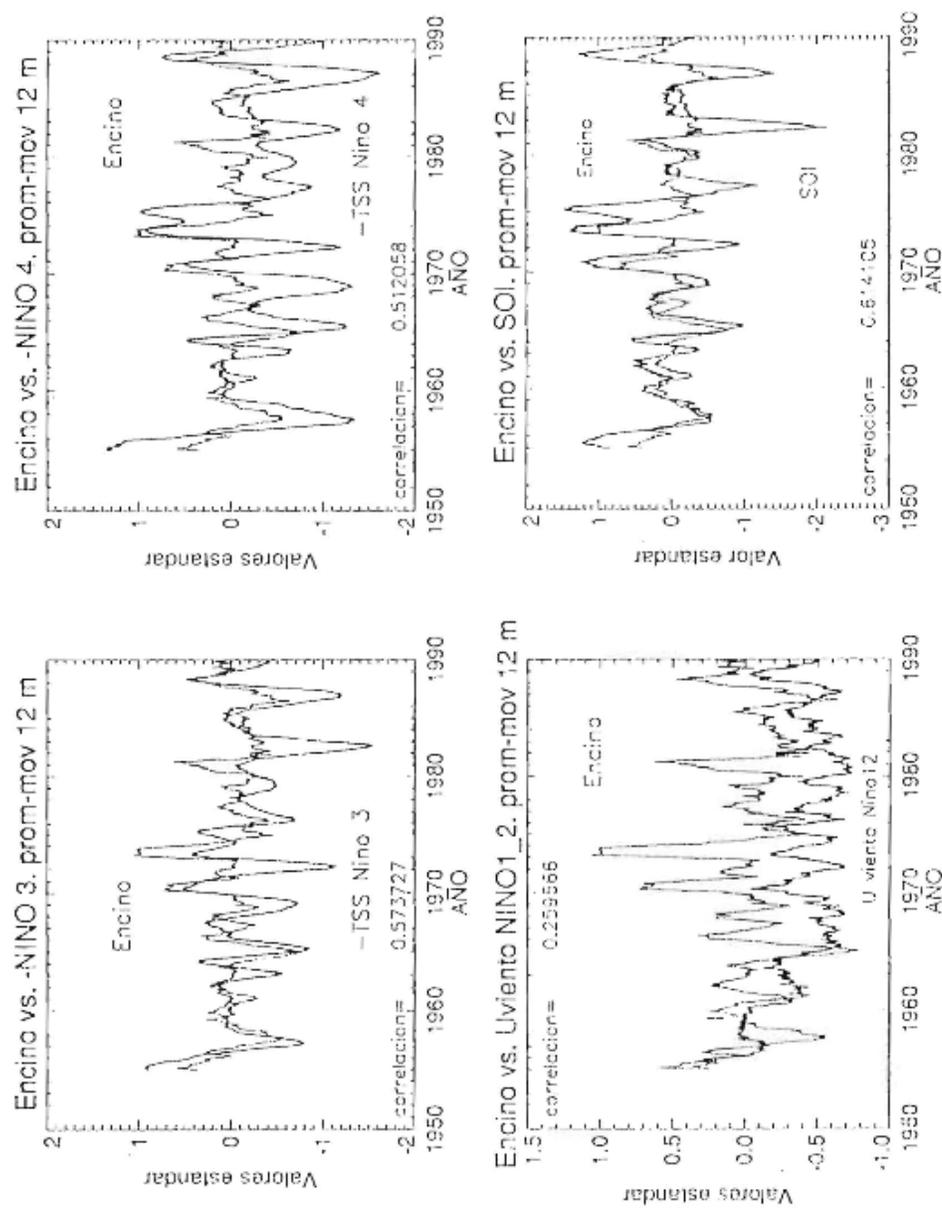


Figura 3.2. Evolución de la precipitación mensual (tomada como promedio móvil de 12 meses) en Encino (Santander) y de cuatro índices climáticos del Océano Pacífico tropical: Temperatura Superficial del Mar (TSM) en la región Niño-3 (5°N-5°S, 150°O-90°O) (superior izquierda), TSM en la región Niño-4 (5°N-5°S, 160°E-150°O) (superior derecha), velocidad del viento zonal en la región Niño1-2 (0°-10° S, 90°-80°O) e Índice de Oscilación del Sur (SOI) (inferior derecha). Coeficientes de correlación significativos al nivel de 95%.

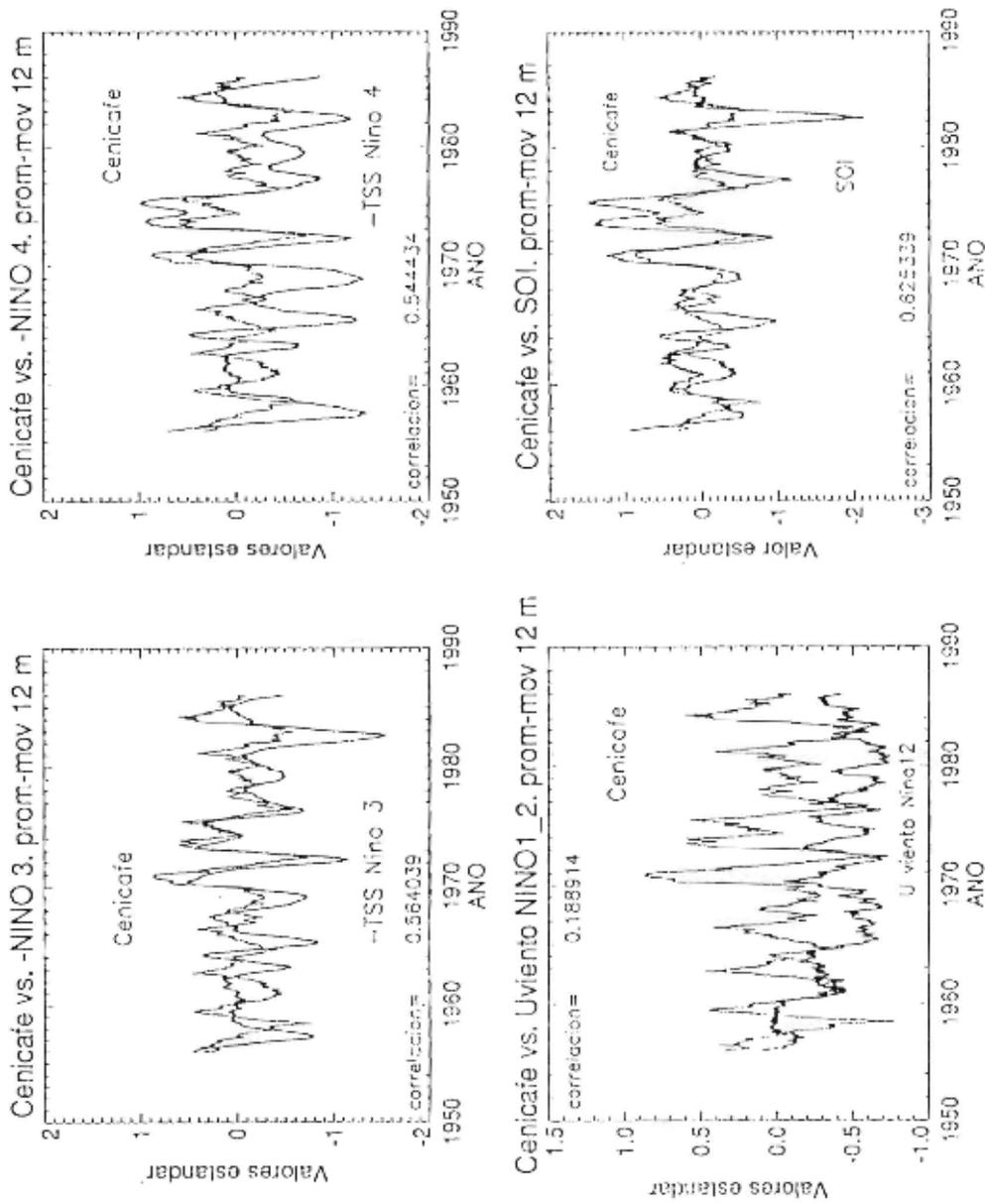


Figura 3.3. Evolución de la precipitación mensual (tomada como promedio móvil de 12 meses) en Cenicafe (Caldas) y de cuatro índices climáticos del Océano Pacífico tropical: Temperatura Superficial del Mar (TSM) en la región Niño-3 (5°N-5°S, 150°O-90°O) (superior izquierda), TSM en la región Niño-4 (5°N-5°S, 160°E-150°O) (superior derecha), velocidad del viento zonal en la región Niño-12 (0°-10° S, 90°-80°O) e Índice de Oscilación del Sur (SOI) (inferior derecha). Coeficientes de correlación significativos al nivel de 95%.

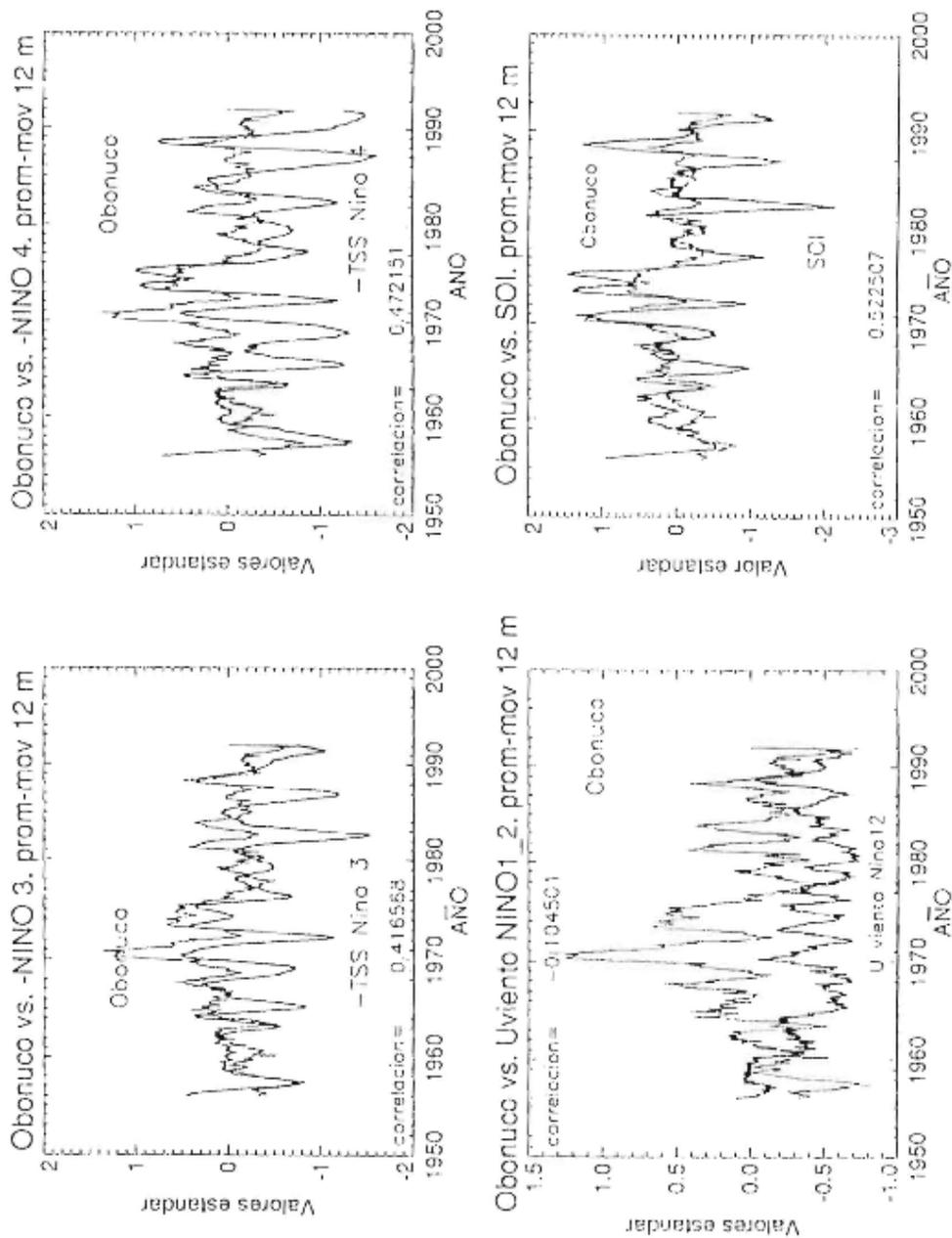


Figura 3.4. Evolución de la precipitación mensual (tomada como promedio móvil de 12 meses) en Obonuco (Nariño) y de cuatro índices climáticos del Océano Pacífico tropical: Temperatura Superficial del Mar (TSM) en la región Niño-3 (5°N-5°S, 150°O-90°O) (superior izquierda), TSM en la región Niño-4 (5°N-5°S, 160°E-150°O) (superior derecha), velocidad del viento zonal en la región Niño 1-2 (0°-10° S, 90°-80°O) e Índice de Oscilación del Sur (SOI) (inferior derecha). Coeficientes de correlación significativos al nivel de 95%.

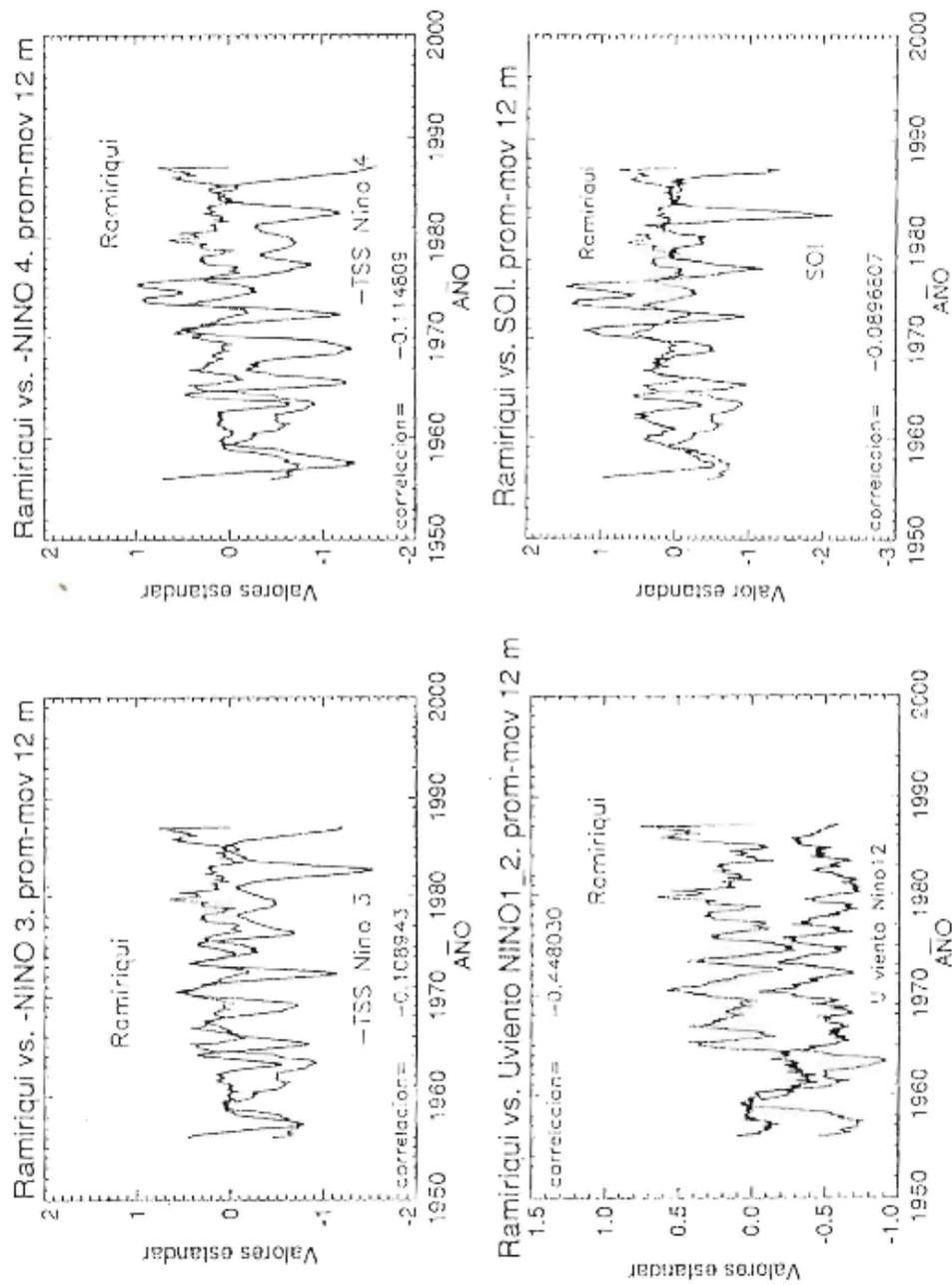


Figura 3.5. Evolución de la precipitación mensual (tomada como promedio móvil de 12 meses) en Ramiriquí (Boyacá) y de cuatro índices climáticos del Océano Pacífico tropical: Temperatura Superficial del Mar (TSM) en la región Niño-3 (5°N-5°S, 150°O-90°O) (superior izquierda), TSM en la región Niño-4 (5°N-5°S, 160°E-150°O) (superior derecha), velocidad del viento zonal en la región Niño1-2 (0°-10° S, 90°-80°O) e Índice de Oscilación del Sur (SOI) (inferior derecha). Coeficientes de correlación significativos al nivel de 95%.

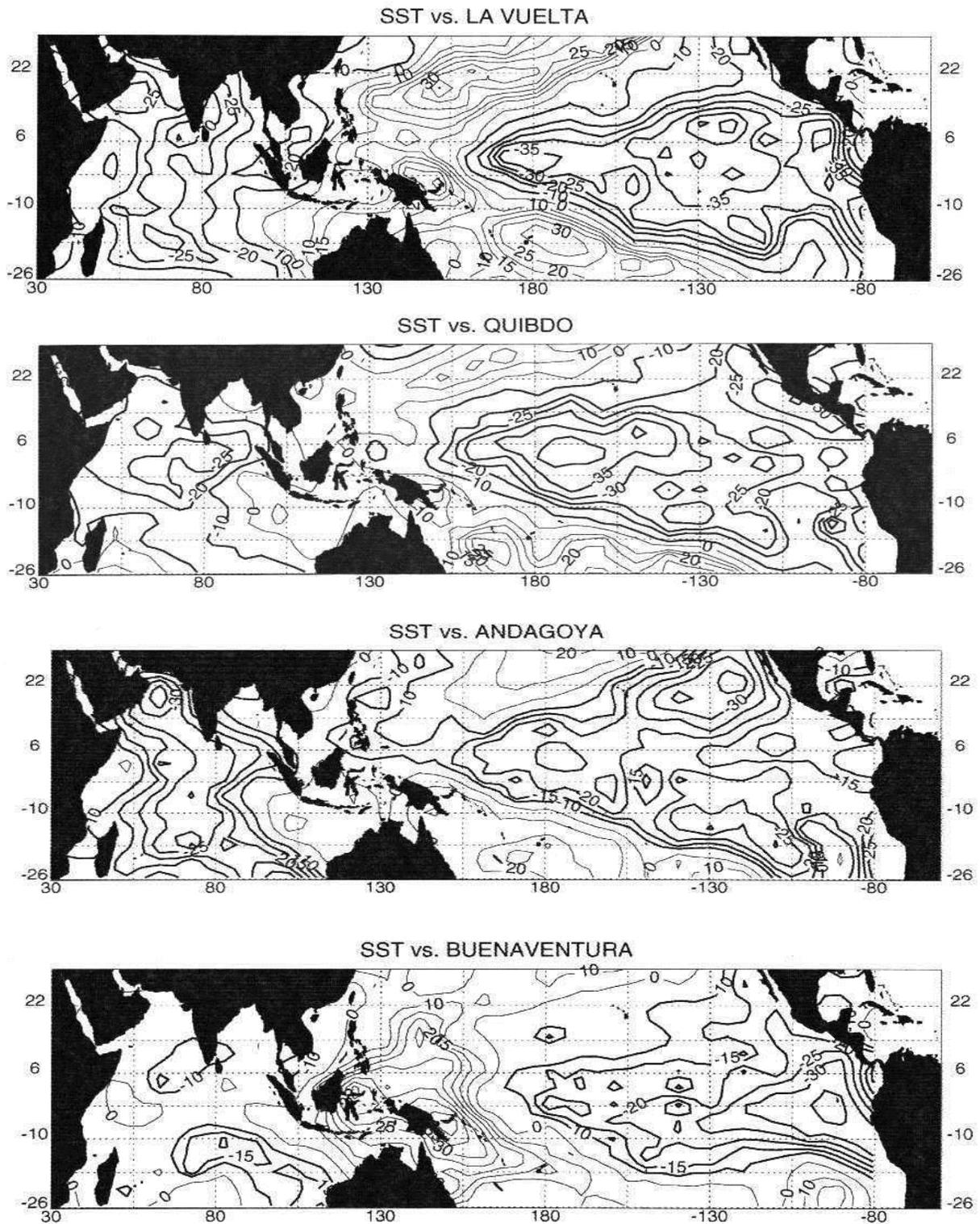


Figura 3.6.1 Mapas de correlaciones simultáneas entre las temperaturas superficiales del mar y los registros de precipitación en estaciones de la Costa Pacífica.

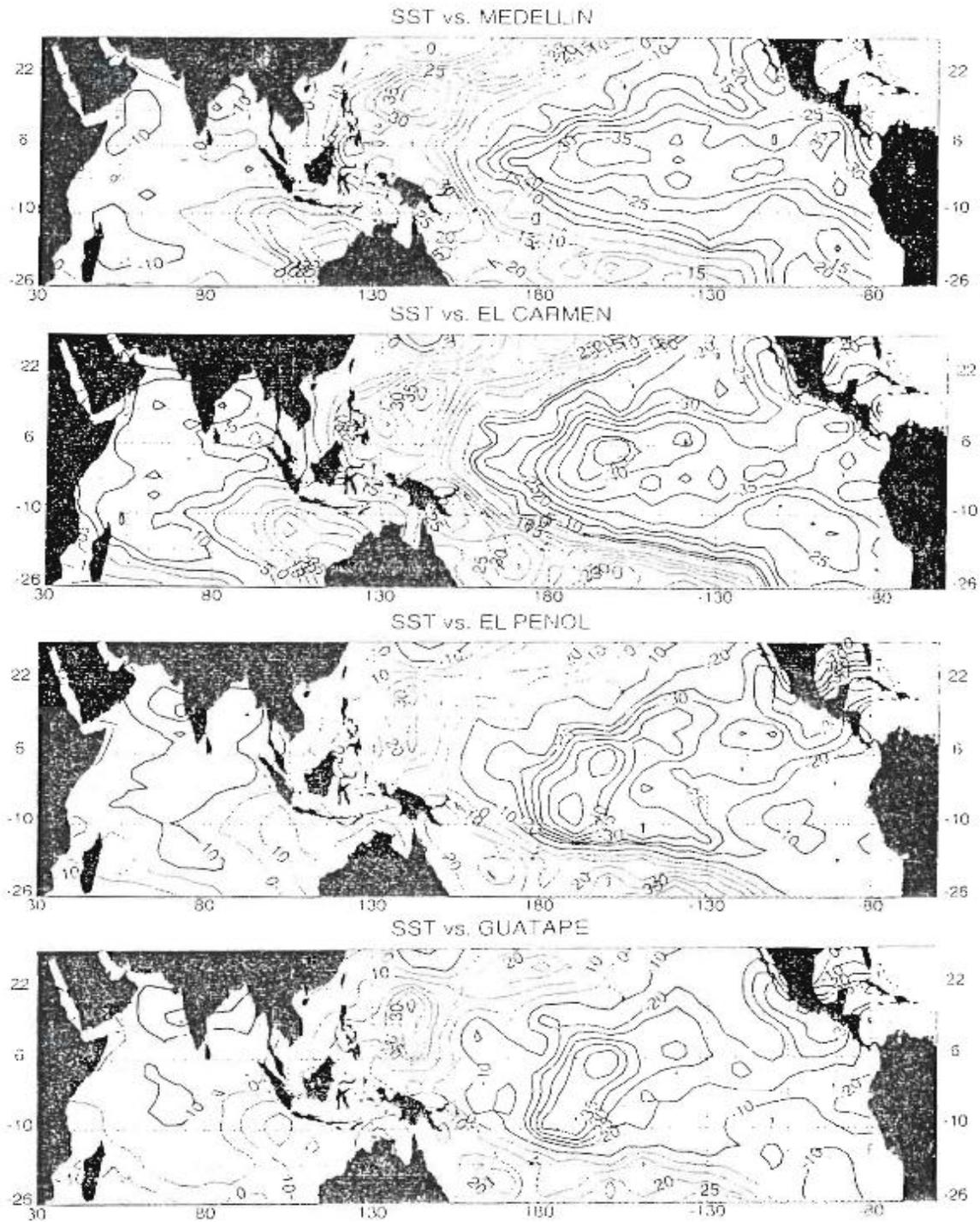


Figura 3.6.2 Mapas de correlaciones simultáneas entre las temperaturas superficiales del mar y los registros de precipitación en estaciones de la zona de Antioquia.

3.1.2 Mapas de correlación entre los registros de temperatura superficial de los Océanos Pacífico e Índico y los de precipitación de Colombia

En este numeral se presentan mapas para mostrar las zonas de los Océanos Pacífico e Índico que mayor influencia ejercen sobre la hidroclimatología de Colombia. Tal influencia es cuantificada mediante la estimación de coeficientes de correlación lineal (simultánea) entre las temperaturas superficiales del mar en toda la cuenca oceánica en una grilla de 2° de Latitud y 2° de Longitud. Los registros de temperatura de la superficie del mar (TSM) fueron tomados de COADS (*Slutz et al., 1985*) entre las longitudes 30°E-80°O, para un total de 342 sitios sobre el Indo-Pacífico, para el período entre 1959 y 1990, y los registros de lluvias mensuales de Colombia para el período 1959-1990, tomando los registros estandarizados de ambas variables como los promedios móviles de 3 meses. Para ilustrar la influencia de las temperaturas del Océano Pacífico sobre los registros de precipitación mensual en Colombia se estimaron coeficientes de correlación entre ambas variables. Se estimaron los coeficientes de correlación de rezago cero entre tales series y las series mensuales de precipitación, usando los promedios móviles de 3 meses.

En las gráficas de la figuras 3.6.1 y 3.6.2 se presentan los resultados gráficos en forma de mapas de correlación. En la Figura 3.6.1 se presentan mapas de correlación entre las TSM y los registros de precipitación mensual de estaciones localizadas a lo largo de la costa Pacífica de Colombia, tales como La Vuelta, Quibdó, Andagoya y Buenaventura (ver localización en la Tabla 3.3). Y la Figura 3.6.2 presenta similares mapas para estaciones en los Andes centrales de Colombia: Medellín, El Carmen, El Peñol, y Guatapé (ver localización en la Tabla 3.3). De estos mapas y de otros realizados para otras más de 80 estaciones de registro de precipitación en Colombia (que no se muestran aquí) se confirma que las regiones conocidas como Niño-4 y Niño-3 aparecen como las regiones con los mayores coeficientes de correlación. Así mismo, la zona del monzón indo-africano aparece con correlaciones significativas. El análisis de correlación a diferentes rezagos (-12 a 12 meses), demuestra que cuando las variables climáticas del Océano Pacífico anteceden a los registros de precipitación de Colombia entre 3 y 4 meses, los coeficientes de correlación alcanzan los mayores valores (ver numeral 3.1.4), lo cual constituye una importante ventaja para propósitos de predicción hidrológica.

3.1.3 Mapas de correlación entre los registros de temperatura superficial de los Océanos Pacífico e Índico y los de caudales medios de ríos Colombianos

En los gráficos de la figuras 3.7.1 y 3.7.2 se presentan los mapas de correlación simultánea entre las temperaturas superficiales del mar (TSM en los diagramas) en los océanos Índico y Pacífico y los

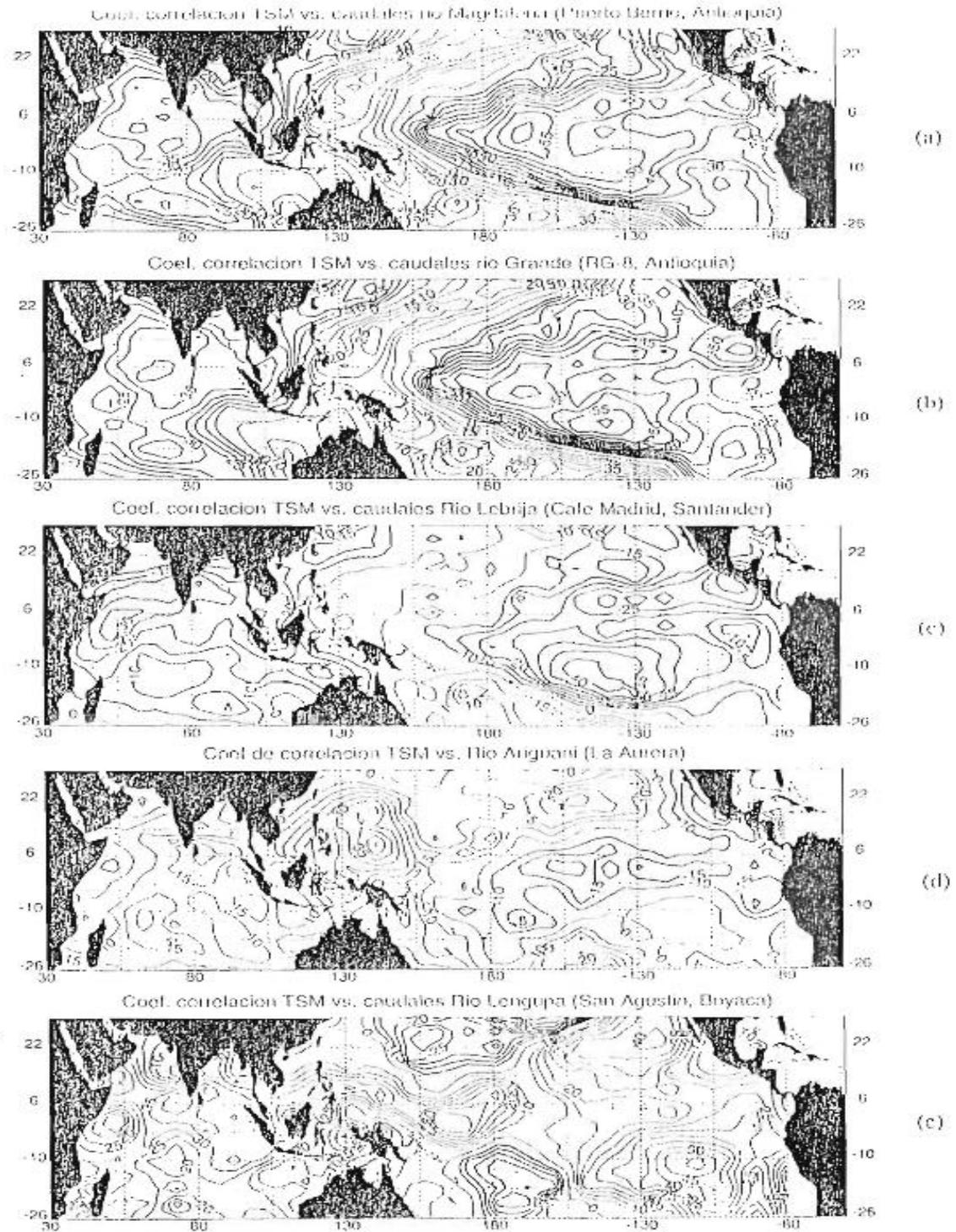


Figura 3.7 Mapas de correlación entre las anomalías de temperaturas superficiales del mar y de caudales medios mensuales en Colombia, tomados como promedios móviles de 3 meses, durante 1959-1990. De arriba abajo: Magdalena (Puerto Berrío, Antioquia), Rio Grande (RG-8, Antioquia), Lebrija (Café Madrid, Santander), Ariguaní (La Aurora, Magdalena) y Lengupá (San Agustín, Boyacá)

registros de caudales medios mensuales de algunos ríos Colombianos. Los registros mensuales se han tomado como promedios móviles de 3 meses y se ha removido el ciclo anual mediante la resta de la media mensual y división por la desviación típica mensual de cada registro en todas las variables. Los ríos y las estaciones de registro que se han analizado son aquellos que se presentan en la Tabla 3.2. En la Figura 3.7 se presentan algunos de los mapas de correlación para los ríos siguientes: Magdalena (Puerto Berrío, Antioquia, Colombia central), Riogrande (RG-8, Antioquia, noroeste), Lebrija (Café Madrid, Santander, noreste), Ariguaní (La Aurora, Magdalena, norte), y Lengupá (San Agustín, Boyacá, Andes orientales).

Antes de resumir los resultados más destacables del análisis de correlación, deben hacerse las siguientes precisiones:

- Se trata de análisis de correlación simultánea, es decir que ninguna de las dos variables (temperaturas o caudales) antecede a la otra en el tiempo. En algunos casos las correlaciones son mayores cuando la señal del ENSO (temperaturas del Océano Pacífico en este caso) antecede a la hidrología de Colombia en varios meses (1, 2, 3 o más, dependiendo del caso; en general aumentando a medida que el río está más al este), tal como se muestra en los resultados de la estimación de correlaciones cruzadas en el numeral 3.1.4.
- Este tipo de análisis de correlación no considera explícitamente el ciclo anual dentro de la dependencia del clima de Colombia con respecto del ENSO. Ver numeral 3.14.
- Se destaca la existencia de un “patrón general” en los diagramas de iso-correlaciones. Este patrón pudiera caracterizarse por los siguientes rasgos:
 - Una zona de correlaciones negativas en la parte oriental del Océano Pacífico (sobre la costa del continente Americano) en forma de punta de lanza ($<$), y cuyo vértice se localiza en el ecuador hacia los 150-160°E. En general, las correlaciones más altas se dan en la región del ecuador en la Longitud correspondiente a la línea de cambio de fecha. El límite sur de esta forma coincide con la posición normal de la Zona de Confluencia del Pacífico Sur.
 - Una zona de correlaciones positivas mucho más débiles alrededor de la región en $A \leq 3$, y aproximadamente simétrica alrededor del ecuador entre las longitudes 180° y 130° E.
 - Otra zona de correlaciones negativas, de menor magnitud que la primera, pero de mayor valor (absoluto) que las correlaciones positivas mencionadas en segundo lugar. Esta región se encuentra localizada al oeste de Australia, al este de Africa y en el Océano Índico. La región del monzón Indo-africano (este de Etiopía y sur de la India) aparece como una región de correlaciones negativas significativas.
- Las regiones conocidas como Niño-3 (5°N-5°S, 150°O-90°W) y Niño-4 (5°N-5°S, 160°E-150°O) presentan correlaciones negativas significativamente altas.

Como puede deducirse de los gráficos de las figuras 3.6 y 3.7, los valores de las correlaciones muestran claramente la influencia de las Temperaturas Superficiales del Mar sobre la hidrología de Colombia. En las regiones de Colombia donde se siente con más fuerza tal influencia, es decir, en el occidente (con una posible excepción sobre el sur de la costa Pacífica desde Tumaco hasta la frontera con el Ecuador) y zona Andina de Colombia: Antioquia Chocó, la zona cafetera, Cauca, Valle del Cauca, Santander, Tolima, Nariño, Cundinamarca, las correlaciones crecen desde casi cero (en -12 meses) hasta valores de 0.5-0.7 en rezagos de -3 a 0 meses. Los ríos sobre la costa de mar Caribe (departamentos de Magdalena, Cesar, Sucre, Guajira, Córdoba, Bolívar) muestran correlaciones más bajas; esta región parece estar más directamente afectada por fenómenos oceánico-atmosféricos que ocurren sobre el Océano Atlántico, como en el caso de la llamada Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y el clima del Mar Caribe. Los ríos sobre los Andes orientales podrían exhibir un signo de correlación diferente, como se muestra en el último gráfico de la Figura 3.7 para el río Lengupá en San Agustín (Boyacá), donde se observan correlaciones positivas en las regiones Niño-4 y Niño-3, lo cual indicaría anomalías positivas durante El Niño. La región donde se localiza esta estación de medición de caudales es la misma donde se localiza la estación de medición de precipitación de Ramiriquí, la cual también parece indicar anomalías positivas de lluvia durante El Niño. Estos resultados deben ser mirados con cautela, ya que hay incertidumbre sobre la calidad de estos datos.

La descripción de los resultados obtenidos con los mapas de correlación para un gran número de registros de caudal en Colombia se presenta a continuación.

Ríos de la zona de Antioquia.

1. Riogrande (RG-8, Antioquia). Presenta de manera definida el patrón general descrito anteriormente. Las mayores correlaciones negativas se presentan en la región Niño-4 (-0.55) y en una región situada al sureste de esta, hacia los 140°W y 10°S (-0.50). Las correlaciones positivas del centro del Pacífico llegan hasta 0.30 y en la zona del monzón Indo-africano ascienden hasta valores de -0.35.
2. Río Guatapé (Playas, Antioquia). Presenta un patrón general mucho más débil que el anterior. Las correlaciones negativas mayores (-0.35) se restringen a la región límite entre las regiones Niño-4 y Niño-3. Las correlaciones positivas del centro del Pacífico ascienden hasta 0.35 en la región centrada en 140°E , 15°N . Las correlaciones en la zona del monzón Indo-africano son despreciables (-0.10).
3. Río Nare (Santa Rita, Antioquia). Muestra el patrón general bien definido aunque las mayores correlaciones (-0.60) se dan en la región centrada en 135°O , 10°S .

4. Río Sonsón (Sonsón , Antioquia). Presenta bien el patrón general. Las correlaciones negativas más altas se dan en la región límite entre Niño-4 y Niño-3 (-0.45 a -0.50).
5. Río Nechí (La Esperanza, Antioquia). Presenta un patrón general mucho más débil que los anteriores ríos de la zona central de Antioquia. La zona de correlaciones negativas mayores se presenta hacia el límite de Niño-4 y Niño-3 (-0.30). La zona de correlaciones positivas es mucho más extensa en área ya que la región de correlaciones negativas en forma de $A \llcorner \cong$ es más reducida. Las correlaciones negativas de la zona del monzón Indo-africano son pequeñas (-0.25).
6. Río Tenche (TC-3, Antioquia). La región de correlaciones negativas en forma de $A \llcorner \cong$ es un poco diferente de la que exhibe el patrón general, con mayor prominencia hacia el Pacífico oriental norte. Las mayores correlaciones negativas (-0.35) se presentan en la región límite entre Niño-4 y Niño-3. Las correlaciones positivas del Pacífico central y occidental y las correlaciones negativas de la zona del monzón Indo-africano son pequeñas, con valor absoluto de 0.25.
7. Río Guadalupe (Troneras, Antioquia). Exhibe la forma del patrón general, aunque con valores más pequeños en las correlaciones. Las mayores correlaciones negativas (-0.50) se presentan en la zona de alrededor de 140°O , 10°S . Las correlaciones positivas del Pacífico central y occidental y las correlaciones negativas de la zona del monzón Indo-africano son pequeñas, con valor absoluto de 0.25.

Estaciones sobre el río Magdalena.

Todas exhiben claramente el patrón general de correlaciones. En los 4 gráficos de las estaciones del río Magdalena (Puerto Berrío, Arrancaplumas, Purificación y Pte. Santander) se observa un fenómeno interesante: La región de mayores correlaciones negativas se desplaza de la zona del límite entre Niño -4 y Niño 3 hacia el sureste y el valor de estas correlaciones va disminuyendo, pasando desde un valor de -0.60 para Puerto Berrío hasta un valor de -0.45 para Pte. Santander. Las zonas de correlaciones positivas en el centro y occidente del Océano Pacífico tienen las mismas formas, pero su valor es pequeño (alrededor de 0.20). La zona del monzón Indo-africano presenta correlaciones que alcanzan hasta -0.40.

Estaciones sobre el río Cauca. Todas las estaciones analizadas sobre el río Cauca exhiben claramente el patrón general de correlaciones.

1. Puerto Valdivia (Antioquia). La zona de mayores correlaciones negativas (-0.55) está centrada en 130°O , 2°S y en la zona de Niño-4. Hay una zona en la región del monzón Indo-africano que alcanza valores de -0.50.

2. La Pintada (Antioquia). Las mayores correlaciones se presentan en las regiones Niño-4 y Niño-3 (-0.50). También se dan altas correlaciones en la zona del monzón Indo-africano (-0.45).
3. Irra (Caldas). Las mayores correlaciones negativas se presentan en las regiones Niño-4 y Niño-3 (-0.60). También se dan altas correlaciones en la zona del monzón Indo-africano (-0.45).
4. Anacaro (Valle). Las mayores correlaciones negativas se presentan en la región Niño-4 (-0.60). Esta estación es la que posiblemente presenta las correlaciones más altas y extensas (en área) con la zona del monzón Indo-africano, con valores de -0.45.
5. Juanchito (Valle). Las mayores correlaciones negativas se presentan en las regiones Niño 4 y Niño 3 (-0.60). También se presentan correlaciones buenas en la zona del monzón Indo-africano (-0.35).
6. La Balsa (Cauca). Similar al anterior.
7. Julumito (Cauca). Se aparta un poco del comportamiento del patrón general. Las mayores correlaciones negativas (-0.45) están alrededor de 135°O, 10°S, mientras que en las regiones Niño-4 y Niño-3 las correlaciones son del orden de -0.35. En la zona del monzón Indo-africano las correlaciones oscilan entre -0.35 y -0.40.

Ríos de Risaralda y Valle del Cauca.

1. Río La Vieja (Cartago, Valle). Exhibe claramente el patrón general de iso-correlaciones. Las regiones Niño-4 y Niño-3 presentan correlaciones entre -0.55 y -0.60. En la zona del monzón Indo-africano las correlaciones oscilan entre -0.40 y -0.45.
2. Río Otún (Bananera, Risaralda). Las correlaciones exhiben el patrón general con pequeñas variaciones. Las mayores correlaciones se presentan en la zona de Niño-4 y Niño-3, con valores entre -0.35 y -0.40. En la zona del monzón Indo-africano las correlaciones alcanzan un máximo de -0.30.
3. Río La Vieja (Alambrado, Valle). Similar a lo descrito para el río La Vieja en Cartago.
4. Jamundí (Potrerito, Valle). Difiere del patrón general. Las correlaciones negativas están confinadas a la región 10°N a 10°S desde la Longitud 150°E hasta la costa de América del Sur, siendo la región alrededor de 150°O, 6°N la de mayor correlación (-0.45). Hay una zona de correlaciones positivas no despreciables (0.40) hacia el este de Australia (165°E, 17°S). La zona del monzón no presenta correlaciones significativas.

Ríos de Cauca y Nariño.

1. Río Palacé (Malvasa, Cauca). Difiere del patrón general de iso-correlaciones. Presenta muy

bajas correlaciones tanto negativas (-0.15 a -0.20) como positivas (0 a 0.10). Esta serie debería ser revisada en cuanto a su conformación, historia, bitácora, localización de la estación limigráfica, curvas de calibración, etc.

2. Río Patía (Pte. Pusmeo, Nariño). Exhibe el patrón general muy bien definido. Las correlaciones negativas más altas (-0.55) se presentan en las regiones Niño-4 y Niño-3. En la zona del monzón Indo-africano las correlaciones alcanzan entre -0.40 y -0.45.
3. Río Blanco (Carlosama, Nariño). Exhibe el patrón general bien definido, pero con correlaciones negativas más bajas (entre -0.35 y -0.30). En la zona del monzón Indo-africano las correlaciones alcanzan entre -0.30 y -0.35.
4. Río Mayo (La Cañada, Nariño). Exhibe un patrón general menos claramente definido que los dos anteriores. Correlaciones muy bajas (-0.10 a -0.20) en las regiones Niño-4 y Niño-3. La zona de mayores correlaciones negativas se presenta alrededor de 130°O, 16°S. En la zona del monzón Indo-africano las correlaciones ascienden a -0.30.
5. Río Micay (Angostura, Cauca). Exhibe el patrón general muy bien definido. Las correlaciones negativas más altas (-0.55 a -0.60) se presentan en las regiones Niño-4 y Niño-3, aún llegando hasta la costa de América del Sur (-0.50).
6. Piendamó (Pte. Carretero, Cauca). Las correlaciones exhiben la forma del patrón general, aunque con valores bajos en las regiones Niño-4 y Niño-3 (-0.30 a -0.35), y en toda la zona en forma de $A < \cong$. Exhibe una gran zona de correlaciones de -0.40 en la región del monzón Indo-africano.
7. Palo (Puerto Tejada, Cauca). Exhibe el patrón general muy bien definido. Las correlaciones negativas más altas (-0.55) se presentan en las regiones Niño-4, alrededor de 165°O, 1°N y en alrededor de 135°O, 8°S . En la zona del monzón Indo-africano las correlaciones alcanzan entre -0.40 y -0.45, cubriendo una gran extensión.

Ríos de Tolima y Huila.

1. Río Prado (Boquerón, Tolima). Exhibe el patrón general de correlaciones, aunque las correlaciones mayores (-0.40) están localizadas en la zona alrededor de 140°O, 10°S. La zona del monzón Indo-africano alcanza correlaciones de -0.35 a -0.40.
2. Río Saldaña (Piedras de Cobre, Tolima). Exhibe bien el patrón general de iso-correlaciones, con los mayores valores (-0.45) al sur del ecuador entre 155°O y 130°O. La zona del monzón Indo-africano presenta una gran extensión con correlaciones entre -0.40 y -0.45.
3. Río Cabrera (San Alfonso, Huila). No presenta el patrón general. Las mayores correlaciones negativas son muy bajas (-0.25) y se presentan hacia 150°O, 10°S. Esta serie pareciera tener problemas de calidad.

4. Río Luisa (Pavo Real, Tolima). Exhibe claramente el patrón general, con las mayores correlaciones negativas (-0.50) en la zona de Niño -4 y al sureste de ésta. Tal vez es la serie que muestra la zona de mayores correlaciones con la región del monzón Indo-africano, con valores por encima de -0.45.

Ríos de Norte de Santander, Santander y Cundinamarca.

1. Río Pamplona (Aguas Claras, Norte de Santander). Exhibe bien el patrón general de iso-correlaciones, con los mayores valores en la región Niño-4 y al sureste de ésta, como también en la región sobre la costa Pacífica de México y América Central. Exhibe buenas correlaciones con la zona del monzón Indo-africano (-0.35).
2. Río Lebrija (Café Madrid, Santander). Exhibe el patrón general, aunque menos definido que el anterior. La zona de mayores correlaciones negativas (-0.40) está alrededor de 140°O, 12°S. Una pequeña región al este de Etiopía muestra correlaciones de -0.30.
3. Río Sogamoso (El Tablazo, Santander). Presenta el patrón general con pequeñas variaciones. Las mayores correlaciones se presentan en la región Niño-4 y al sureste de ésta. Algunas pequeñas regiones del océano Índico y del monzón Indo-africano muestran correlaciones hasta -0.25.

Zona de Cundinamarca y Boyacá.

1. Río Negro (Pozos Colorados, Cundinamarca). Presenta el patrón general bien definido, con las mayores correlaciones (-0.40) en la zona de Niño-4 y al sur de ésta. La región del monzón Indo-africano presenta correlaciones con valores hasta -0.25.
2. Río Sumapaz (El Profundo, Cundinamarca). Exhibe el patrón general en las correlaciones, aunque presenta valores bajos (-0.30 a -0.35) en las regiones de Niño-4 y Niño-3. Las correlaciones en el océano Índico alcanzan valores de -0.30.
3. Río Iza (La Vega, Boyacá). Se aleja de la forma del patrón general de iso-correlaciones. Las correlaciones más altas se presentan en el Pacífico oriental con máximos de -0.30 en la región alrededor de 140°O, 10°S.
4. Río Guavio (Chusneque, Boyacá). Se aleja totalmente del patrón general. Correlaciones casi nulas en todas partes.
5. Río Chivor (Ubalá, Cundinamarca). Exhibe algunos rasgos del patrón general de correlaciones, con los mayores valores (-0.20) en la zona de Niño-4 y al sureste de ésta. Presenta una zona de correlaciones negativas al sur del sudeste asiático, con valores máximos de -0.35.

Ríos de la Costa del Mar Caribe. Con excepción del río Sinú, los demás ríos de esta región presentan mapas de correlaciones que se difieren del patrón general.

1. Río Ranchería (El Cercado, Guajira). Presenta correlaciones bajas en la zona del Océano Pacífico oriental. Presenta rasgos de alternación de signos en los valores de las correlaciones en el Pacífico central, aunque de muy bajo valor. Correlaciones muy bajas en la zona del Monzón Indo-africano.
2. Río Garupal (Cantaclaro, Cesar). Similar al anterior, aunque con correlaciones un poco mayores (-0.20 a -0.25) en el Pacífico oriental. Correlaciones casi nulas con la zona del monzón.
3. Río Cesar (Puerto Salguero, Cesar). Presenta correlaciones casi nulas en el Pacífico oriental. Algunas correlaciones positivas (0.25) al norte del continente marítimo. Correlaciones casi nulas con la zona del monzón.
4. Río Sevilla (Canal Florida, Magdalena). Presenta valores muy bajos de las correlaciones en casi todas partes (0 a -0.15). No exhibe el patrón general.
5. Río Ariguaní (La Aurora, Magdalena). Exhibe correlaciones negativas (-0.15) con la región del Pacífico oriental y correlaciones positivas (0.30 a 0.35) con la región localizada al norte de Nueva Zelandia. Correlaciones casi nulas con la zona del monzón.
6. Sinú (Angostura de Urrá, Córdoba). De las estaciones de la costa Caribe esta es la que exhibe rasgos más característicos del patrón general. Esto es debido a la localización de sus cabeceras al norte de la cordillera de los Andes, que recibe las lluvias que aportan al río Sinú. Las correlaciones de toda formas no son muy altas en las regiones Niño-4 y Niño-3 (-0.25 a -0.30). Correlaciones bajas en la zona del monzón Indo-africano.

3.1.4 Análisis de correlación entre Índice de Oscilación del Sur (SOI), el Índice de Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y los registros de caudales de Colombia - Influencia del Ciclo Anual

La predicción de la hidrología de Colombia debe involucrar variables climáticas de gran escala. Para tal propósito es útil cuantificar el grado de dependencia lineal entre tales variables a través de los coeficientes de correlación a distintos rezagos en el tiempo. En este numeral se presentan los resultados de la estimación de los correlogramas cruzados entre variables macro-climáticas como el SOI y la NAO y los registros hidrológicos de Colombia. La información obtenida permitirá identificar el grado de correlación y el grado de rezago o anticipación (en meses) que presenta la hidrología de Colombia con respecto ellas.

Las correlaciones cruzadas entre el SOI y los caudales de Colombia (promedios móviles de 6 meses) se presentan en la Figura 3.8. El SOI es el índice definido como la diferencia entre las presiones estandarizadas de Tahiti y Darwin. En los gráficos de la Figura 3.8 se presentan los resultados de los coeficientes de correlación lineal para rezagos entre -24 y 24 meses. Los rezagos negativos corresponden al SOI antecediendo a los caudales y viceversa para los rezagos positivos. Como puede deducirse de tales gráficos, los valores de las correlaciones muestran claramente la fuerte dependencia lineal entre el SOI y la hidrología de Colombia. La actividad del ENSO en el Océano Pacífico teleconecta la región de Colombia a través de las anomalías de la circulación y los flujos de la atmósfera y el Océano.

Según estos análisis de correlación, las regiones de Colombia que exhiben mayor influencia del ENSO son: occidente y zona Andina de Colombia, en particular Antioquia Chocó, la zona cafetera, Cauca, Valle del Cauca, Santander, Tolima, Nariño, Cundinamarca. En estas zonas, los valores de las correlaciones crecen desde casi cero (en -12 meses) hasta valores de 0.5-0.6 en retrasos de -3 a 0 meses. Los ríos sobre la costa de mar Caribe (departamentos de Magdalena, Cesar, Sucre, Guajira, Córdoba, Bolívar) muestran correlaciones mucho más bajas, ya que esta región parece estar más afectada por fenómenos oceánico-atmosféricos que ocurren sobre el O. Atlántico, como en el caso de la llamada Oscilación del Atlántico Norte (NAO). En la Tabla 3.3 se presenta un resumen de los resultados obtenidos para el coeficiente de correlación cruzada, en términos del valor estimado del mayor coeficiente de correlación y el número de meses (rezago) al cual ocurre tal valor. La segunda y tercera columnas de la Tabla 3.3 presentan los resultados para las correlaciones con el SOI y la cuarta y quinta columnas presentan los resultados para las correlaciones con la NAO. La estimación se realizó con los promedios móviles de 10 meses de los registros mensuales, para el período 1959-1990. Esta información es útil al establecer modelos de predicción hidrológica. En la Figura 3.9 se muestra, sobre el mapa de Colombia, las correlaciones entre los caudales mensuales estandarizados y el SOI, cuando éste último índice antecede a los caudales en un rezago de 3 meses. De esta figura y de los análisis anteriores se destacan los siguientes resultados:

- Las mayores correlaciones (positivas) entre el SOI y los registros de caudales de Colombia se presentan para los ríos del centro y occidente de Colombia.
- La influencia del SOI se hace más débil a medida que las estaciones están localizadas más al oriente de Colombia. Allí la influencia del SOI se manifiesta más tarde (véanse los 8 meses correspondientes a los ríos Chivor y Guavio) que en el centro occidente de Colombia. La señal del ENSO parece manifestarse como una onda que viaja del oeste al este sobre el Océano Pacífico y sobre el norte de América del Sur, tanto en atmósfera como en superficie. Así, la señal de las anomalías hidrológicas se manifiesta con más intensidad y con mayor prontitud en el oeste de Colombia (1-2 meses) que en el este de Colombia (5-6 meses) (*Mesa et al.*, 1994; *Poveda y Mesa*, 1997). El ENSO antecede los caudales río Amazonas en 6 meses (*Richey et al.*, 1989) y a

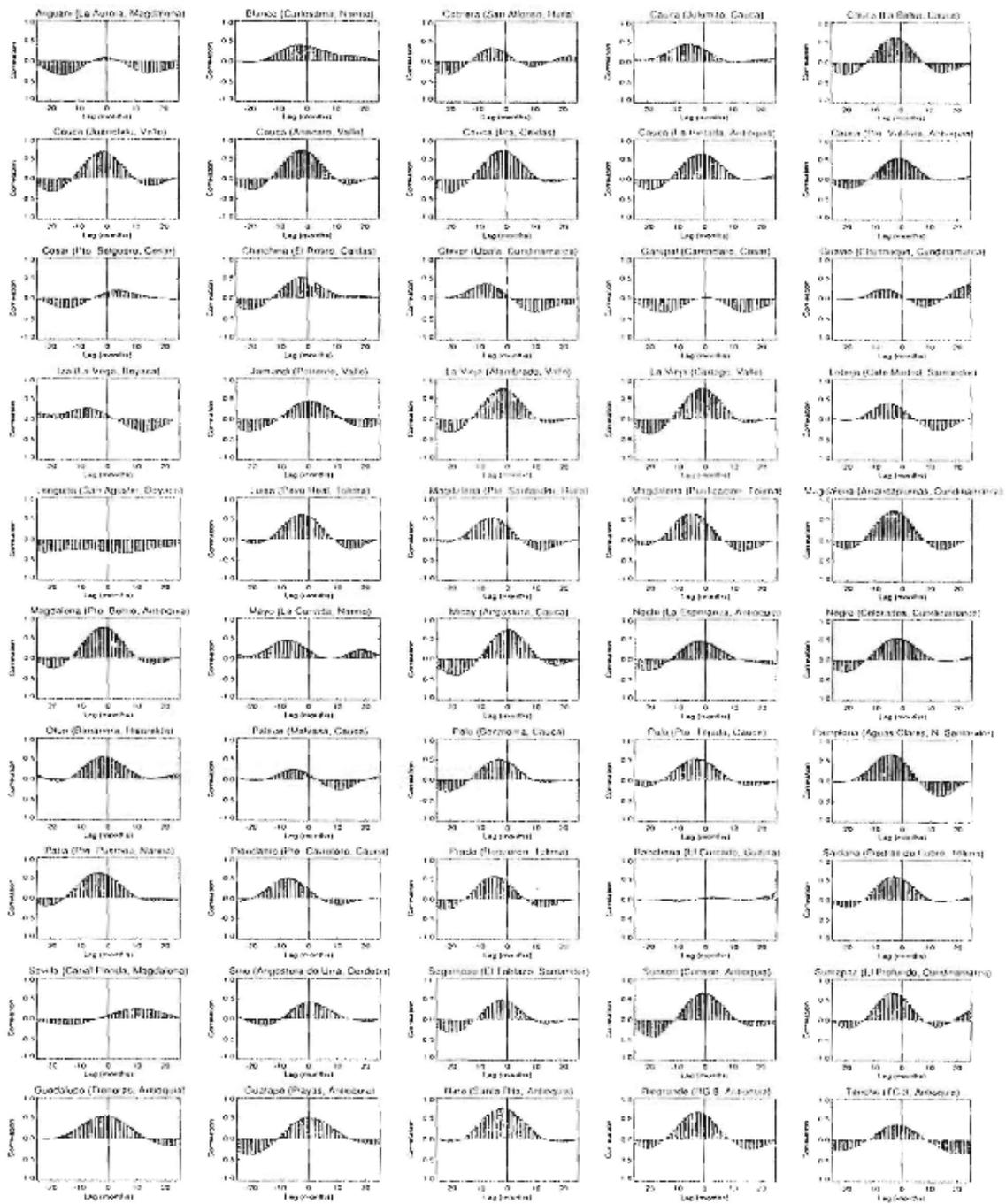


Figura 3.8 Correlogramas cruzados entre el Índice de Oscilación del Sur (SOI) y los registros estandarizados de caudales mensuales para 50 ríos de Colombia. El SOI antecede los caudales en los rezagados negativos.

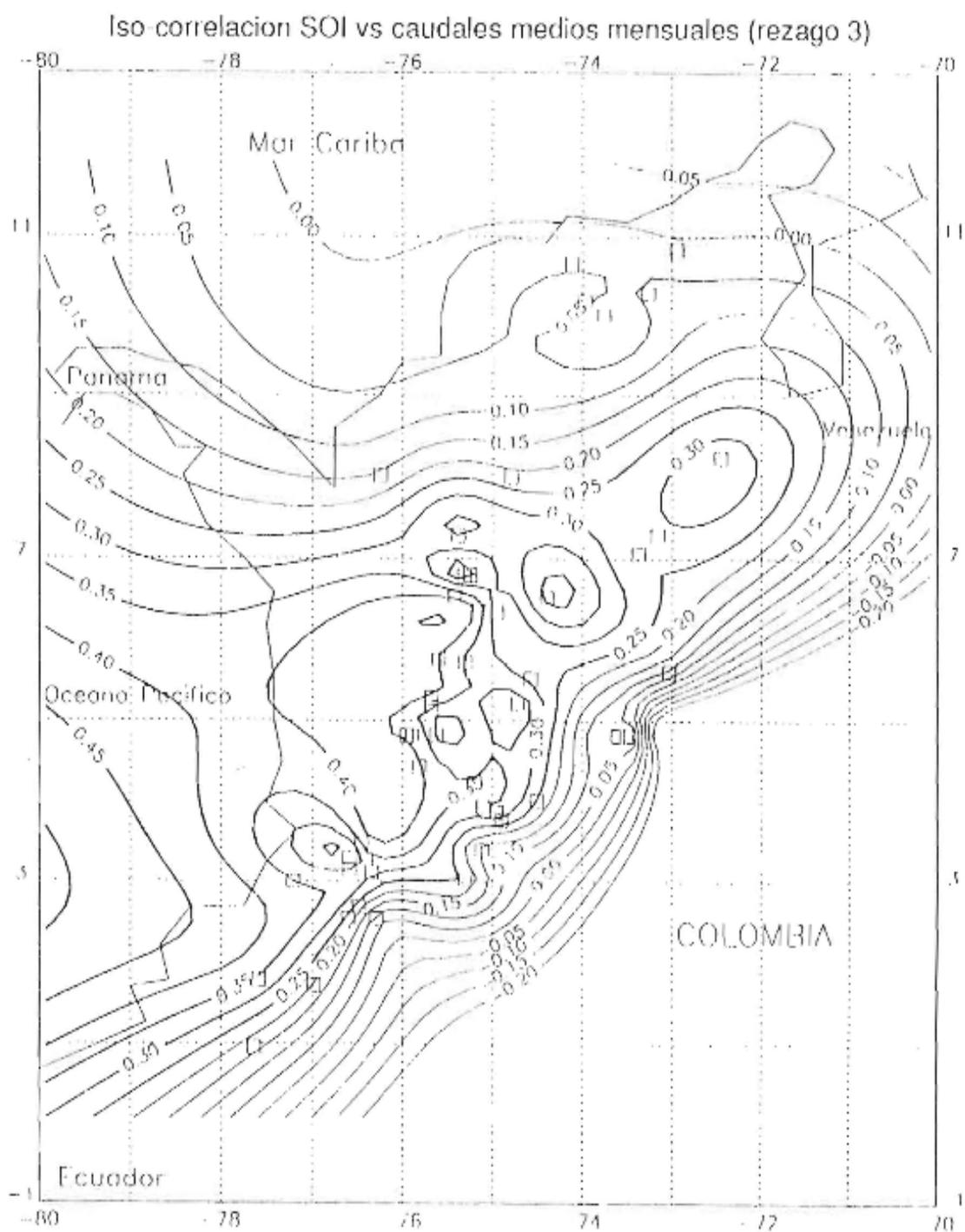


Figura 3.9. Mapas de correlación entre los registros de caudales mensuales estandarizados y el SOI. El SOI antecede los caudales en 3 meses.

los caudales del río Trombetas (Guyana) en 6 meses (*Eagleson, 1994*). Las anomalías en las lluvias de la Amazonia no coinciden con el ENSO, y presentan un retraso de hasta un año (*Chu, 1991*). En la Figura 3.10a se presentan los diagramas de correlación cruzada entre los registros del SOI y los registros de caudales medios mensuales de cuatro ríos de Colombia cuyas estaciones de registro se encuentran aproximadamente a la misma latitud; son ellos de occidente a oriente: La Vieja (Cartago, Valle del Cauca, 4°46' N, 75°54' W), Luisa (Pavo Real, Tolima, 4°13' N, 75°12' W), Sumapaz (El Profundo, Cundinamarca 4°00' N, 74°30' W), y Chivor (Ubalá, Boyacá, 4°47' N, 73°09' W). Los rezagos negativos corresponden al SOI entecediendo a la hidrología. Nótese que el pico de los diagramas de correlación ocurre más tarde en las estaciones que se encuentran más al oriente. Las correlaciones son estadísticamente significativas al 95%. Este efecto hidrológico también lo presentan los registros de precipitación. Así, en la Figura 3.10b se presentan similares correlogramas cruzados entre el SOI y los registros de precipitación mensual en las estaciones Ansermanuevo (Caldas), La Bella (Risaralda), Cabrera y Monterredondo (Cundinamarca), y Ramiriquí (Boyacá). Allí también se observa que el efecto del ENSO es más fuerte y más temprano sobre el oeste que sobre el este de Colombia. Debe elucidarse ese efecto en la precipitación.

- El resultado gráfico del análisis de correlaciones cruzadas entre los registros de los caudales en Colombia y los registros de la NAO se presenta en la Figura 3.11. En las columnas 3 y 4 de la Tabla 3.3 se presentan los resultados correspondientes a los rezagos (en meses) en los cuales se presentan los mayores coeficientes de correlación entre la NAO y los caudales de los ríos de Colombia. De los resultados para la NAO se puede destacar lo siguiente:
- Con excepción de los ríos de la Costa del Caribe, la gran mayoría de los ríos presentan el mayor coeficiente de correlación para los rezagos positivos, es decir para los rezagos en los que la hidrología de Colombia precede la NAO. Este resultado parece confirmar la hipótesis acerca de la influencia que estaría ejerciendo la hidro-climatología del norte de América del Sur sobre la situación del Mar Caribe y el océano Atlántico tropical Norte. Esto se discute en el capítulo 5.
- Los ríos de la Costa del Caribe presentan correlaciones significativas para rezagos negativos, lo cual parece indicar una importante relación de dependencia (lineal) de tales registros con respecto a la NAO. Estos resultados son útiles para plantear modelos de predicción de caudales mensuales.

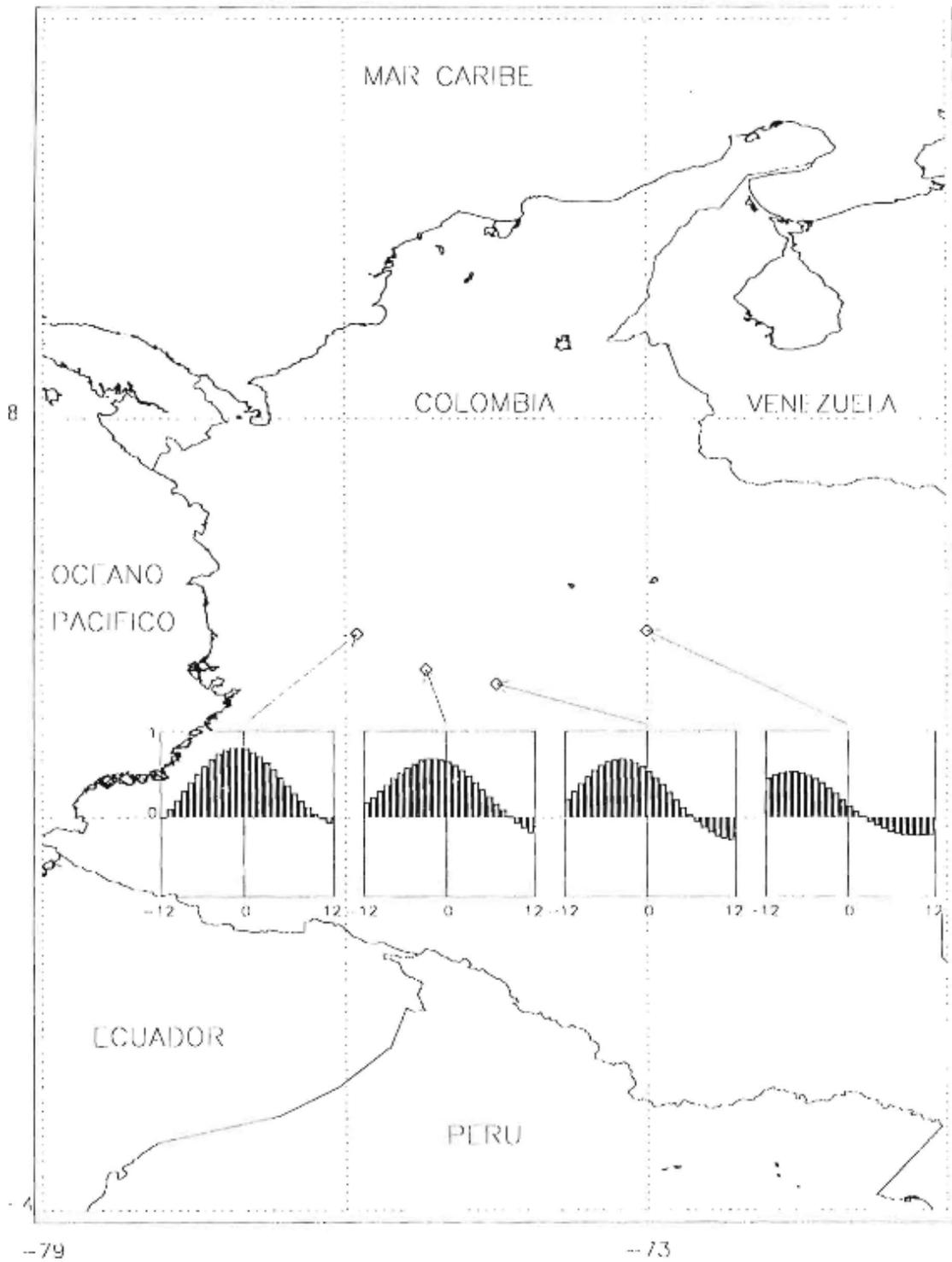


Figura 3.10 Diagramas de correlación cruzada entre los registros del SOI y los registros de caudales medios mensuales de cuatro ríos de Colombia cuyas estaciones de registro se encuentran aproximadamente a la misma latitud. De occidente a oriente: La Vieja (Cartago, Valle del Cauca, 4°46'N, 75° 54'W), Luisa (Pavo Real, Tolima, 4°47'N, 73° 09'W).

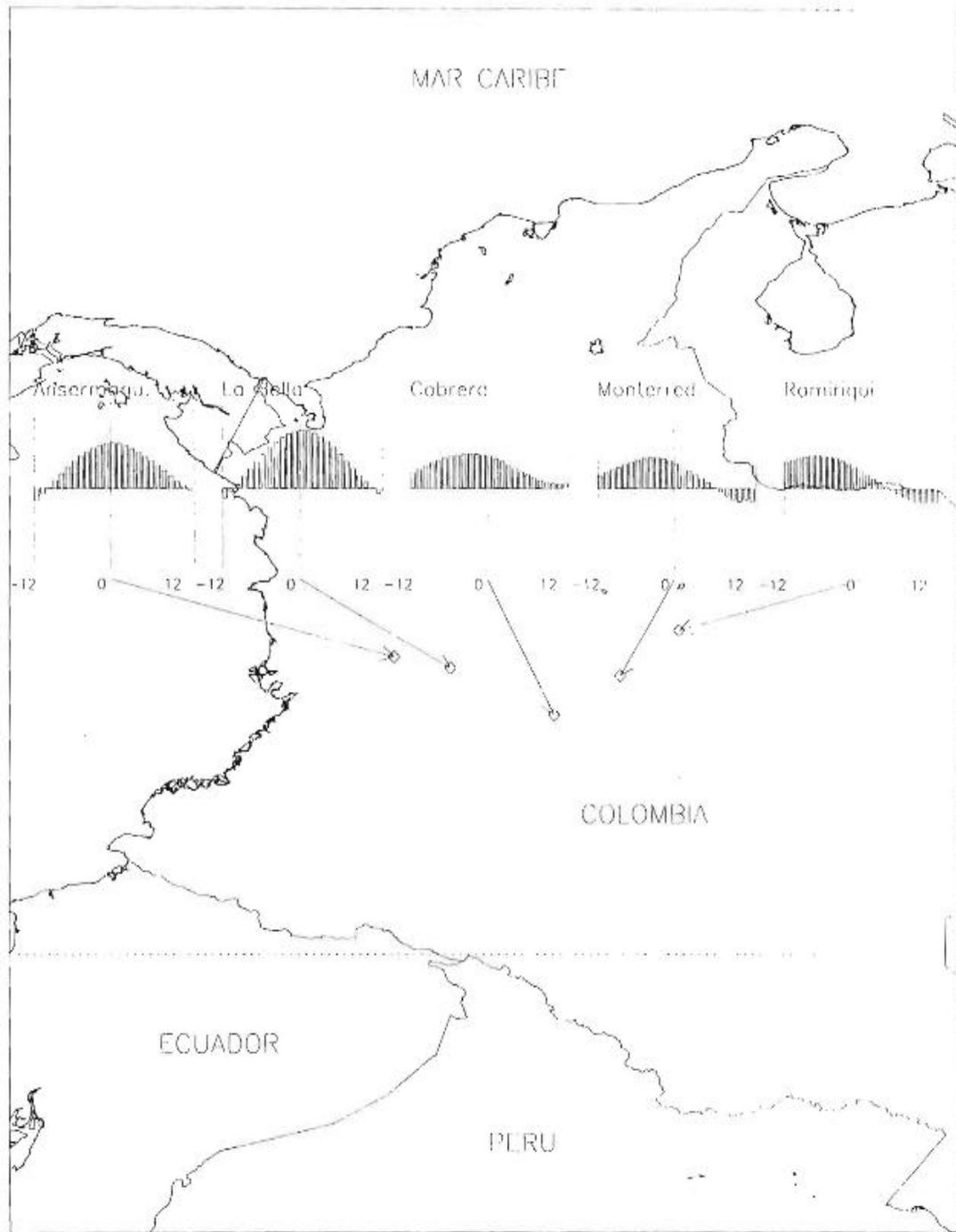


Figura 3.10b. Diagramas de correlaciones cruzadas entre los registros del SOI y los registros de precipitación mensuales en 5 estaciones de registro de Colombia que se encuentran aproximadamente a la misma latitud. De occidente a oriente: Ansermanuevo (Caldas), La Bella (Risaralda), Cabrera y Monterredondo (Cundinamarca) y Ramiriquí (Boyacá). Los rezagos negativos corresponden al SOI entecediendo a la hidrología. Las correlaciones son estadísticamente significativas al 95%.

Tabla 3.2. Rezagos (meses) y valores del mayor coeficiente de correlación cruzados entre los registros del SOI y la NAO vs. los registros de los caudales medios en Colombia (promedios móviles de 10 meses).

Río (Estación, Departamento)	SOI Rezago (meses)	SOI Coeficiente de correlación	NAO Rezago (meses)	NAO Coeficiente de correlación
Zona Andina, Occidente				
Nare (Santa Rita, ANT)	-2	0,735	9	0,257
Riogrande (RG-8, ANT)	-2	0,665	8	0,361
Guadalupe (Troneras, ANT)	-1	0,523	0	0,293
Sonsón (Sonsón, ANT)	-4	0,637	7	0,286
Tenche (TC-3, ANT)	-2	0,385	6	0,365
Nechí (La Esperanza, ANT)	-1	0,434	6	0,364
Chichiná (El Retiro, CAL)	-2	0,541	4	0,395
Otún (Bananera, RIS)	-1	0,564	5	0,402
La Vieja (Cartago, VAL)	-1	0,759	7	0,327
Jamundí (Potrerito, VAL)	0	0,436	7	0,471
Cauca (Pto. Valdivia, ANT)	-1	0,557	7	0,13
Cauca (La Pintada, ANT)	-1	0,663	6	0,36
Cauca (Irrá, CAL)	-2	0,702	5	0,37
Cauca (Anacaro, VAL)	-2	0,709	4	0,38
Cauca (Juanchito, VAL)	-2	0,673	5	0,369
Cauca (La Balsa, CAU)	-2	0,628	4	0,367
Cauca (Julumito, CAU)	-5	0,479	1	0,258
Piendamó(Pte. Carretero ,CAU)	-6	0,472	-22	0,329
Palo (Bocatoma, CAU)	-3	0,585	1	0,297
Micay (Angostura, CAU)	0	0,739	10	0,3
Patía (Pte. Pusmeo, NAR)	-2	0,64	3	0,298
Blanco (Carlosama, NAR)	-3	0,39	-11	0,296
Mayo (La Cañada, NAR)	-6	0,483	21	-0,161
Zona Andina, Centro				
Saldaña (Piedras de Cobre, TOL)	-3	0,591	0	0,259
Prado (Boquerón, TOL)	-4	0,576	6	0,351
Luisa (Pavo Real, TOL)	-2	0,589	-16	0,272
Magdalena (Pte. Stander, HUI)	-5	0,551	-6	0,248
Magdalena (Purificación, TOL)	-4	0,626	0	0,349
Magdalena(Arrancaplumas, CUN)	-3	0,679	2	0,303
Magdalena (Pto. Berrío, ANT)	-2	0,736	7	0,28
Zona Andina, Oriente				
Pamplona(Aguas Claras, N. SAN)	-3	0,635	4	0,233
Sogamoso (El Tablazo , SAN)	-2	0,444	10	0,302
Lebrija (Café Madrid, SAN)	-5	0,428	-11	-0,244
Sumapaz (El Profundo, CUN)	-4	0,637	-19	0,21
Negro (Colorados, CUN)	-2	0,547	8	0,298
Chivor (Ubalá, CUN)	-8	0,5	-12	0,231
Guavio (Chusneque, CUN)	-8	0,303	-24	0,244
Costa del Caribe				
Ranchería (El Cercado, GUA)	2	0,139	2	-0,311
Garupal (Cantaclaro, CES)	2	0,21	-10	-0,441
Cesar (Pto. Salguero, CES)	2	0,147	-13	-0,515
Ariguaní (La Aurora, MAG)	1	0,158	-13	-0,349
Sevilla (Canal Florida, MAG)	-8	0,257	-12	-0,456
Sinú (Urrá, COR)	0	0,395	16	0,193

- Aunque los valores de las correlaciones para rezagos negativos (NAO antecedendo la hidrología de Colombia) no son muy altos, de todas maneras son significativos. Además, como los registros del SOI y la NAO parecen no correlacionados (Figura 2.42), puede ser útil involucrar la NAO como variable por tener en cuenta en modelos de regresión o en otro tipo de modelos para la predicción de la hidrología de Colombia.

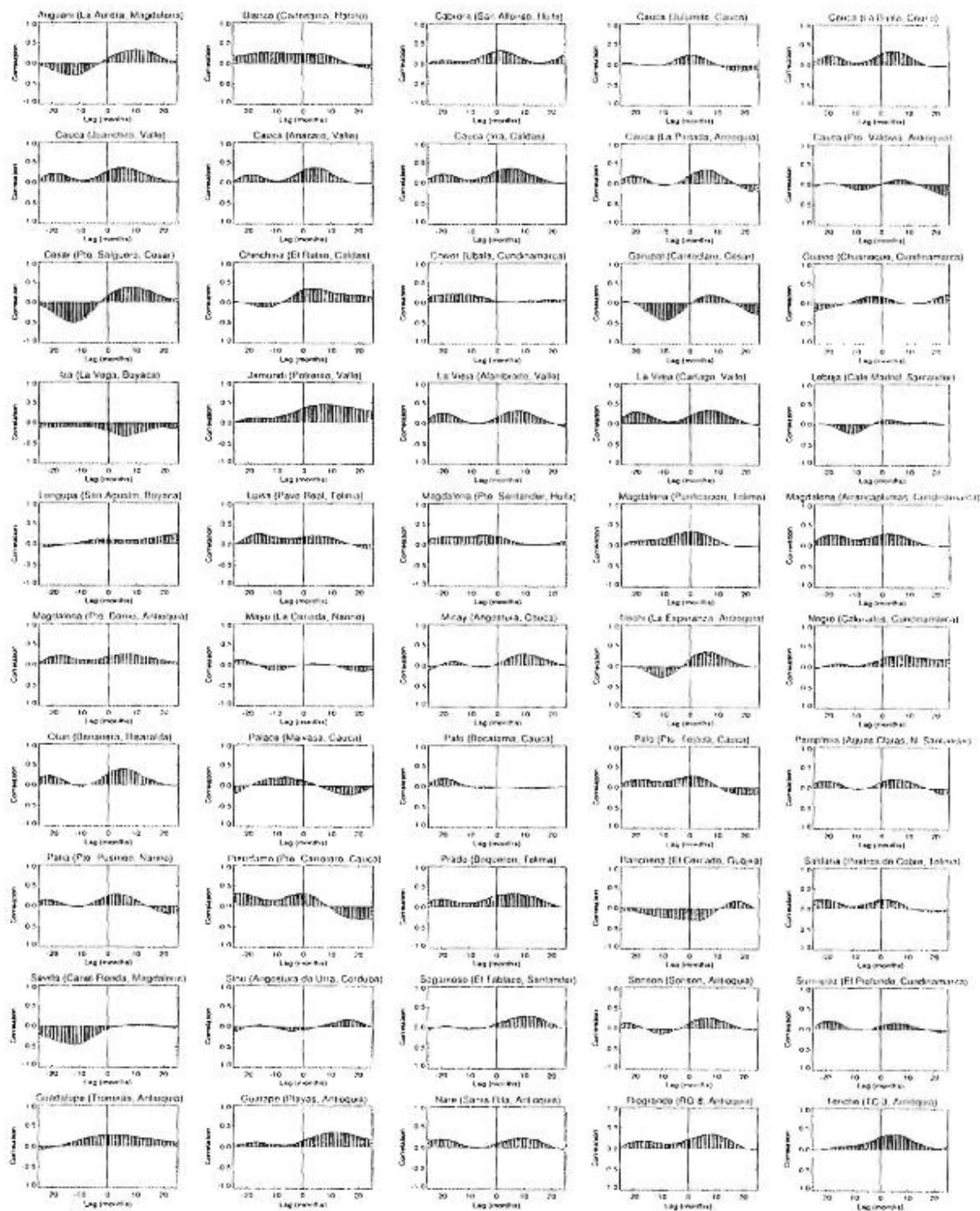


Figura 3.11. Correlogramas cruzados entre el índice de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y los registros estandarizados de caudales medios mensuales para 50 ríos de Colombia. La NAO antecede los caudales en los rezagos negativos.

Hasta ahora los análisis de correlación presentados se han realizado sin ninguna consideración al ciclo anual. Se conoce que hay un fuerte enfasamiento entre el ciclo anual y el ENSO, y por tanto estos análisis son necesarios. En el trabajo de *Gil y Quiceno (1997)* se ha realizado un detallado examen del grado de asociación entre el ENSO y otros fenómenos de gran escala y el ciclo anual de la hidro-climatología de Colombia. Los resultados más importantes de ese trabajo se sintetizan aquí. Se efectuaron análisis de correlación cruzada a nivel trimestral entre diversos índices macro-climáticos y registros de lluvia y caudal, sin estandarizar los datos y sin suavización de ninguna clase. La significancia estadística fue estimada con una prueba F, y descontando la autocorrelación de las series debida a la persistencia (*Vanmarcke, 1988*). Los resultados para los 50 ríos analizados muestran altas correlaciones entre el ENSO (medido con el Índice de Oscilación del Sur, SOI) y los caudales de ríos Colombianos. Las correlaciones simultáneas son las mayores, así como las correlaciones entre el SOI en el trimestre septiembre-octubre-Noviembre (SON) y los caudales en DEF. En la mayor parte del país, las correlaciones entre el SOI y los caudales en JJA son muy bajas. La Figura 3.12 muestra los resultados gráficos de los análisis de correlación cruzada entre el SOI durante el trimestre denotado sobre la abscisa y los registros de caudales en el trimestre indicado por las diferentes líneas. Los resultados indican correlaciones altas y significativas entre el SOI y la hidrología de Colombia. En particular, para el caso de la hidrología en diciembre-enero-febrero (Q_{DEF}) y en Q_{MAM} . Las mayores correlaciones aparecen en el Valle del Cauca, Cauca, la región cafetera, Antioquia, y Santander, así como para las estaciones cerca de la costa Pacífica. Análisis similares para los registros de precipitación indican correlaciones simultáneas muy altas durante los trimestres de DEF y en JJA, como también aquellas entre el SOI_{SON} con la precipitación en DJF (P_{DJF}). La mayoría de las correlaciones se debilitan para P_{MAM} , en particular en el Valle del Cauca y Cauca. Menores correlaciones se presentan en las estaciones de la costa del Caribe y en los Andes orientales de Colombia. Las mayores correlaciones se presentan entre SOI_{SON} y P_{DEF} Cauca, Valle del Cauca, y Antioquia.

Los análisis de correlación entre la NAO y el ciclo anual de la hidrología de Colombia muestran que las mayores correlaciones se dan en las estaciones localizadas sobre la costa Caribe (ver Figura 3.13). En particular, las correlaciones entre la NAO_{MAM} y Q_{DEF} . También las correlaciones entre NAO_{DEF} con Q_{JJA} y Q_{SON} . En general, mientras más al sur se encuentre la localización del río en Colombia, las correlaciones son más débiles. Las correlaciones entre la NAO y los registros de precipitación presentan valores altos durante todo el año, en particular para la NAO_{DEF} y la NAO_{JJA} . De nuevo, las correlaciones son más bajas para las estaciones localizadas al sur de Colombia.

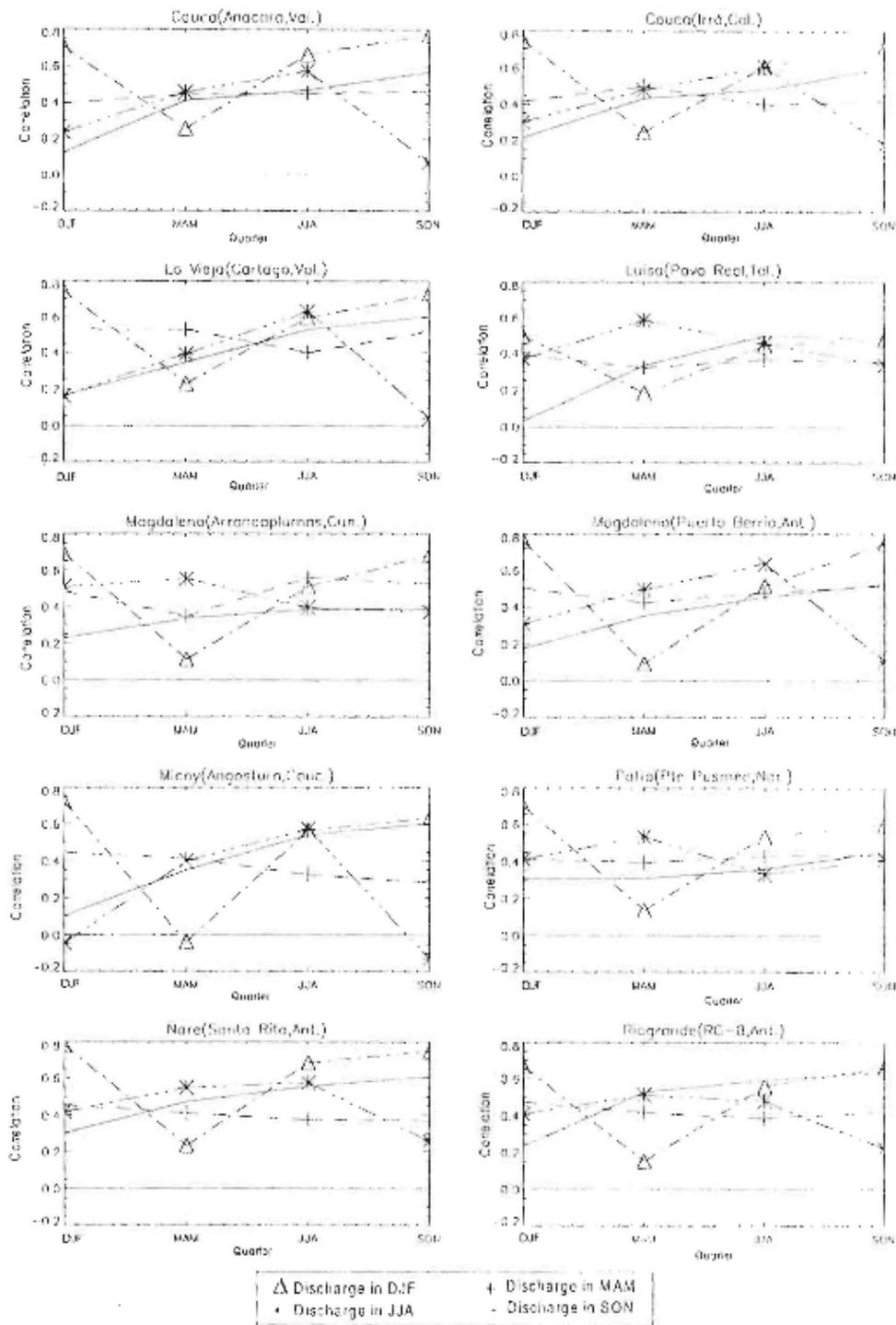


Figura 3.12 Análisis de correlación trimestral entre el índice de la Oscilación del Sur (SOI) y los registros de causales medios mensuales de 10 ríos de Colombia. Se muestra el valor estimado del coeficiente de correlación entre el SOI durante el trimestre marcado sobre la abscisa y los caudales en los trimestres señalados por las diferentes líneas.

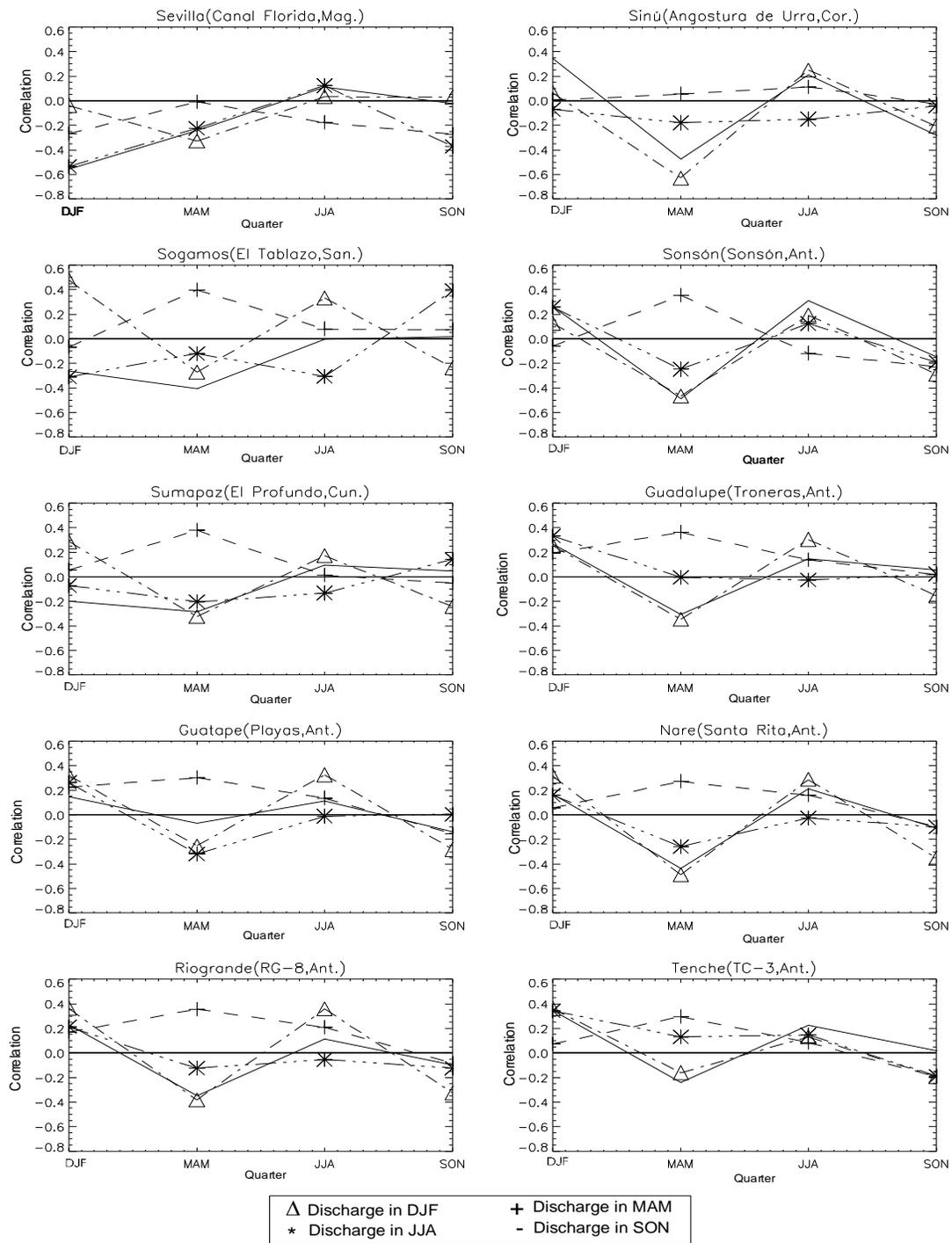


Figura 3.13 Análisis de correlación trimestral entre el índice de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y los registros de caudales medios mensuales de 10 ríos de Colombia. Se muestra el valor estimado del coeficiente de correlación entre la NAO durante el trimestre marcado sobre la abscisa y

los caudales en los trimestres señalados por las diferentes líneas.

3.2. ANÁLISIS DE FUNCIONES ORTOGONALES EMPÍRICAS (FOE)

La técnica de FOE consiste en encontrar una base ortogonal de vectores para la matriz de vectores-observaciones de un campo espacial (registros de lluvia o caudal en nuestro caso). La base ortogonal (FOE) se extrae de los mismos datos y no de un conjunto de funciones analíticas pre-determinadas, como por ejemplo senos y cosenos, y de allí su denominación de empíricas. Para el caso del campo de precipitación, las FOE son los vectores propios de la matriz de correlación de rezago cero entre las distintas estaciones de lluvia. Cada una de las funciones ortogonales empíricas explica un cierto porcentaje de la variabilidad de la evolución temporal del campo espacial de registros de lluvia. Y por el hecho de ser ortogonales (no correlacionados), la varianza explicada por cada una de las FOE es independiente de la varianza explicada por las demás. Las Componentes Principales son los coeficientes de la expansión de los autovectores en términos de obtener los datos originales, y por supuesto estos últimos tendrán las dimensiones de la matriz original de observaciones y serán también mutuamente no correlacionados. Los detalles de tales metodologías pueden consultarse en los textos de *Preisendorfer* (1988) y de *Peixoto y Oort* (1992, Apéndice B, p. 492). La aplicación de la técnica de FOE no es nueva en hidro-meteorología. *Klein* (1952) la utilizó para estudiar ondas planetarias, y *Grimmer* (1963) la usó para identificar patrones espaciales de la temperatura en Europa. En la actualidad se ha convertido en una herramienta de uso común en el análisis y síntesis de campos climáticos, especialmente para identificar patrones de variabilidad climática de gran escala.

La aplicación de FOE al conjunto espacio-temporal de observaciones de caudales o lluvias consiste en lo siguiente. Se forma la matriz bi-dimensional \mathbf{B} , conformada por elementos b_{ij} , donde b es la variable estandarizada (caudal, lluvia, etc.), $i \neq n$, donde n es el número de estaciones y $j \neq m$ donde m es el número de valores mensuales. Después se forma la matriz de covarianza \mathbf{C} , cuyos elementos se estiman como

$$c_{ik} = (1/m) \sum_{j=1}^m b_{ij} b_{kj} \quad (3.1)$$

y se obtienen los $m-1$ valores propios no nulos de \mathbf{C} , en orden decreciente, que denominamos λ_l , y sus correspondientes autovectores, que denominamos \mathbf{e}_l . Es posible reconstruir la matriz \mathbf{B} de datos originales a partir del conjunto de autovectores, mediante

$$b_{ij} = \sum_{l=1}^m a_{lj} \mathbf{e}_{il} \quad (3.2)$$

en donde la serie temporal de coeficientes a_l , denominada también como AComponente Principal,

se obtiene de la ecuación $a_l = \mathbf{B}e_l$. La porción de la varianza total de los datos que es explicada por la l -ésima FOE será

$$v_l = \lambda_l / \sum_{j=1}^m \lambda_j \quad (3.3)$$

La magnitud de v_l proporciona una medida de la significancia estadística de cada vector propio.

3.2.1 Campo de lluvias mensuales en Colombia

El análisis de FOE y CP se efectuó con un conjunto de 88 estaciones de registros de precipitación a nivel mensual. El estudio se realizó para el período comprendido entre enero de 1958 y diciembre de 1990 ($m=396$ meses). La estimación se efectuó con los registros a nivel mensual, y para los promedios móviles de 3, 6 y 12 meses, después de remover el ciclo anual substrayendo la media mensual del periodo 1958-1990 a cada mes y dividiendo por la desviación típica mensual. El conjunto de estaciones de lluvia que se utilizó para el análisis de FOE se consigna en la Tabla 3.3 y su localización sobre el mapa de Colombia se presenta en la Figura 3.14. Las estaciones de precipitación incluidas en el análisis de FOE se seleccionaron con el criterio de que tuviesen más de 25 años de registro y sin que tuviese más de 3 años de registros faltantes.

Los resultados muestran que la FOE No. 1 está asociada con la variabilidad interanual del ENSO. Esta conclusión se obtiene del análisis de la Componente Principal asociada a este primer modo de oscilación. El análisis en el dominio de la frecuencia de la primera CP de las lluvias de Colombia presenta picos importantes en las bandas espectrales asociadas con el ENSO y la Oscilación Cuasi-Bienal (56, 44 y 26 meses). En la FOE No. 1 no se presentan dipolos indicativos de un comportamiento opuesto en la variabilidad de la lluvia a nivel interanual, lo cual permite concluir que la variabilidad interanual de la precipitación en Colombia está asociada a anomalías del mismo signo en las zonas del país estudiadas. Lo que es cierto es que existen diferencias regionales en cuanto a la intensidad y tiempo de las anomalías, tal como se ha discutido anteriormente. La FOE No. 2 presenta un dipolo norte-sur que podría estar asociado a la penetración de humedad desde el Océano Pacífico hacia el interior del país y a la penetración de humedad desde la cuenca Amazónica, pero esta es una interpretación inicial que debe refinarse mucho más. La interpretación física de las FOE Nos. 3 y 4 no es evidente a primera vista. La varianza explicada por las siete primeras FOE se presenta en las tablas 3.4, 3.5 y 3.6.

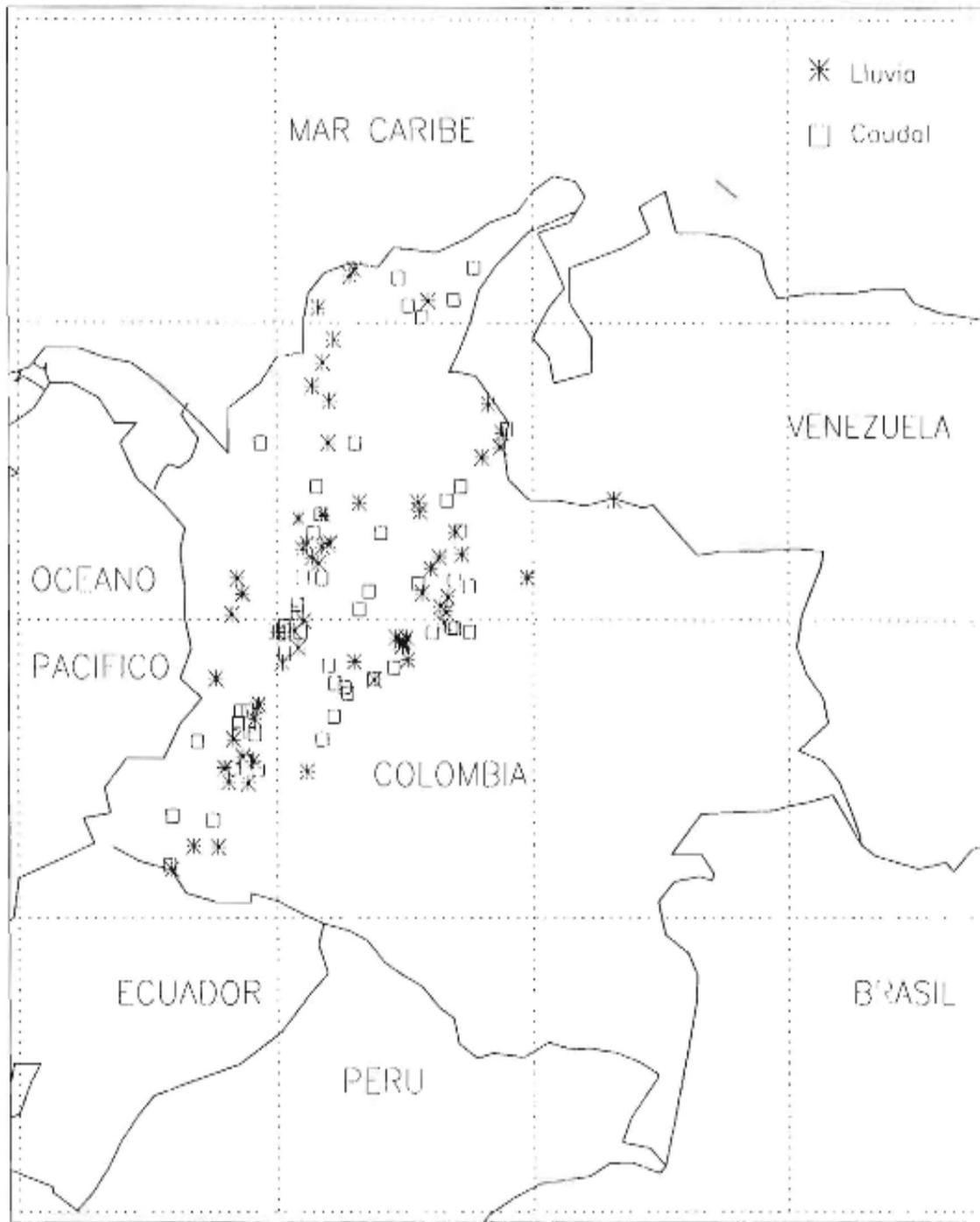


Figura 3.14 Localización de las estaciones de registro de lluvias y caudales utilizadas en los correspondientes análisis de Funciones Ortogonales Empíricas.

Tabla 3.3 Estaciones de registro de precipitación mensual utilizadas en el análisis de Funciones Ortogonales Empíricas y de Componentes Principales.

No.	Código	Latitud	Longitud	Elev.	Estación	Municipio	Depto.
1	540200	5,1	76,7	35	Andagoya	Istmina	Chocó
2	1101001	5,45	76,5333	100	La Vuelta	Lloró	Chocó
3	1104501	5,71667	76,6167	53	Apto. Caraño	Quibdó	Chocó
4	5407502	4	76,95	50	Bajo Calima	B/ventura	Valledel Cauca
5	2701509	6,31667	75,5333	1438	Tulio Ospina	Bello	Antioquia
6	2502139	8	75,2	70	Caucasia	Caucasia	Antioquia
7	2701507	6,21667	75,6	1490	Apto. Olaya Herrera	Medellín	Antioquia
8	2317502	7,01667	74,7167	630	Apto. Otú	Remedios	Antioquia
9	3705501	7,06667	70,7333	128	Apto. Arauca	Arauca	Arauca
10	2904008	10,7833	74,85	80	Polonuevo	Polonuevo	Magdalena
11	2904502	10,8833	74,7833	14	Apto. Ernesto Cort.	Barranquilla	Atlántico
12	2903004	10,25	75,35	60	Arjona	Arjona	Bolívar
13	2901502	9,71667	75,1167	152	Carmen de Bolivar	Carmen de Bolivar	Bolívar
14	3507026	4,95	73,4	2120	Almeida	Almeida	Boyacá
15	3507007	5,15	73,3667	1900	Chinavita	Chinavita	Boyacá
16	2401502	5,88333	73,6	1700	Gja Berta	Moniquirá	Boyacá
17	3507001	5,4	73,3333	2360	Ramiriquí	Ramiriquí	Boyacá
18	2401011	6,08333	73,4667	1242	La Cómoda	Santana	Boyacá
19	3507005	5,23333	73,45	2300	Umbita	Umbita	Boyacá
20	2615502	4,98333	75,5833	1310	Cenicafé	Chinchiná	Caldas
21	3523003	5,73333	72,1	350	Tablón Tamara	Tamara	Casanare
22	2605006	2,98333	76,6833	1060	Suarez	Buenos Aires	Cauca
23	2603005	2,5	76,8167	1720	El Tambo	El Tambo	Cauca
24	2602003	2,68333	76,5333	1840	Piendamó	Piendamó	Cauca
25	2603503	2,43333	75,5333	1730	Apto. Valencia	Popayán	Cauca
26	2601002	2,25	76,45	2800	Coconuco	Puracé	Cauca
27	5201004	2,26667	76,75	1750	Rosas	Rosas	Cauca
28	2602002	2,61667	76,3667	2650	Silvia	Silvia	Cauca
29	2804501	10,3667	73,6333	1000	Pueblo Bello	Valledupar	Cesar
30	2502014	8,95	75,45	60	Sahagún	Sahagún	Córdoba
31	2119009	3,98333	74,4833	1900	Cabrera	Cabrera	Cundinamarca
32	2401512	5,46667	73,7333	2580	Isla Santuario	Fúquene	Cundinamarca
33	2120011	4,7	73,9833	2750	San Rafael	La Calera	Cundinamarca
34	3502001	4,31667	73,9667	1300	Monterredondo	Quetame	Cundinamarca
35	2120008	4,58333	74,0333	3047	Arrayán	Bogotá	Cundinamarca
36	2120013	4,55	74,05	3000	Delirio	Bogotá	Cundinamarca
37	2120552	4,7	74,15	2546	El Dorado	Bogotá	Cundinamarca
38	2120523	4,63333	74,1	2556	Observatorio	Bogotá	Cundinamarca
39	2120040	4,63333	74,0333	3000	San Luis	Bogotá	Cundinamarca
40	1601005	8,16667	72,4833	165	Alto Viento	Cúcuta	N. Santander
41	1601501	7,93333	72,5167	250	Apto. C. Daza	Cúcuta	N. Santander
42	1602506	7,76667	72,8	1000	Fco. Romero	Salazar	N. Santander
43	1603501	8,65	72,7	50	Tibú	Tibú	N. Santander
44	5205501	0,81666	77,6333	2961	Apto. San Luis	Ipiales	Nariño
45	5204501	1,2	77,3	2710	Obonuco	Pasto	Nariño
46	4701503	1,18333	76,9167	2100	Sibundoy	Sibundoy	Putumayo

No.	Código	Latitud	Longitud	Elev.	Estación	Municipio	Depto.
47	2612507	4,51667	75,6667	1450	La Bella	Calarcá	Quindío
48	2613504	4,81667	75,7333	1342	Apto. Matecaña	Pereira	Risaralda
49	2315503	7,01667	73,8	126	Apto. Yariguies	B/bermeja	Santander
50	2315504	6,86667	73,7667	162	El Centro	B/bermeja	Santander
51	2402004	6,13333	73,1167	1814	Encino	Encino	Santander
52	2402502	6,51667	73,2167	975	El Cucharo	Pinchote	Santander
53	2502508	9,33333	75,2833	166	Rafael Bravo	San Marcos	Sucre
54	2502504	8,7	75,1833	30	La Florida	San Onofre	Sucre
55	218504	4,28333	74,8	286	Santiago Vila	Flandes	Tolima
56	2611015	4,8	76	960	La Inmaculada	Ansermanuevo	Valle del Cauca
57	2606002	3,31667	76,35	1000	Cabuyal	Candelaria	Valle del Cauca
58	2607505	3,56667	76,2833	1020	Manuelita	Palmira	Valle del Cauca
59	2607501	3,51667	76,3167	975	Palmira ICA	Palmira	Valle del Cauca
60	2610509	4,26667	75,9167	1540	Heraclio Uribe	Sevilla	Valle del Cauca
61	2308036	6,25543	75,2958	1880	Concepción	Concepción	Antioquia
62	2308033	6,29143	75,2058	1940	Santo Domingo	Santo Domingo	Antioquia
63	2308505	6,32832	75,1645	1900	Santa Rita	Alejandría	Antioquia
64	2618010	5,98202	75,3498	2500	La Union	Abejorral	Antioquia
65	2308028	6,0695	75,4541	2290	El Chuscal	El Retiro	Antioquia
66	2308030	6,08192	75,3237	2180	El Carmen	Carmen de Vib.	Antioquia
67	2308025	6,06275	75,5153	2190	El Retiro	El Retiro	Antioquia
68	2308023	6,16624	75,5339	2495	Las Palmas	El Retiro	Antioquia
69	2308029	6,14752	75,4313	2098	Montijo	Rionegro	Antioquia
70	2308027	6,16417	75,3567	2070	Rionegro	Rionegro	Antioquia
71	2308035	6,14293	75,2432	2175	Santuario	Santuario	Antioquia
72	2308024	6,21763	75,4768	2510	Vasconia	Rionegro	Antioquia
73	2701034	6,27343	75,5034	2455	Mazo	Medellín	Antioquia
74	2308026	6,31932	75,4578	2155	La Mosca	Guarne	Antioquia
75	2308038	6,2908	75,3274	2155	San Vicente	San Vicente	Antioquia
76	2308034	6,25291	75,309	2070	Rioabajo	San Vicente	Antioquia
77	2308517	6,24629	75,2069	1880	El Peñol	El Peñol	Antioquia
78	2308037	6,2512	75,1539	1900	Guatapé	Guatapé	Antioquia
79	2308044	6,31905	75,2601	1980	Corrientes	San Vicente	Antioquia
80	2702014	6,79126	75,3174	2015	Miraflores	Carolina	Antioquia
81	2702009	6,80179	75,3749	2430	El Tabor	Angostura	Antioquia
82	2701050	6,73357	75,2799	1860	Carolina	Carolina	Antioquia
83	2701518	6,79036	75,2485	1800	Troneras	Carolina	Antioquia
84	2702007	6,8161	75,3014	1870	El Salado	Carolina	Antioquia
85	2701072	6,75094	75,6621	2675	El Gomez	Belmira	Antioquia
86	2701058	6,64596	75,3507	2435	Rionegrilo	Santa Rosa	Antioquia
87	2701054	6,64979	75,455	2550	Santa Rosa	Santa Rosa	Antioquia
88	2701044	6,55592	75,3613	1784	Mocorongo	Don Matías	Antioquia

Tabla 3.4 Proporción de la varianza (%) explicada por las FOE de la precipitación.
Registros mensuales.

FOE No.	1	2	3	4	5	6	7
Var. Explicada(%)	29	8	4	3	3	2	2

FOE No.	1	2	3	4	5	6	7
Var. acumulada(%)	29	37	41	44	47	49	51

Tabla 3.5 Proporción de la varianza (%) explicada por las FOE de la precipitación.
Promedios móviles de 3 meses.

FOE No.	1	2	3	4	5	6	7
Var. Explicada(%)	31	6	4	4	3	3	2
Var. acumulada(%)	31	37	41	45	48	51	53

Tabla 3.6 Proporción de la varianza (%) explicada por las FOE de la precipitación.
Promedios móviles de 12 meses.

FOE No.	1	2	3	4	5	6	7
Var. Explicada(%)	34	8	6	5	4	4	3
Var. acumulada(%)	34	42	48	53	57	61	64

Las primeras 7 FOE de las lluvias mensuales explican el 51% de la varianza de los registros de precipitación mensual en las regiones de Colombia consideradas en el análisis, después de descontar el ciclo anual. Hasta el 53% para los promedios móviles de 3 meses y hasta el 65% de la varianza para los promedios móviles de 12 meses.

Las Componentes Principales del conjunto de 88 estaciones (no presentadas aquí) muestran una disminución de la lluvias asociada a las fechas de los eventos cálidos del ENSO, y los fríos siempre están seguidos por un incremento de lluvias por encima de los niveles normales, para el período 1958-1990. Sin embargo, se presentan períodos de disminución de lluvias que no están asociados a la ocurrencia de El Niño, tales como los de 1961, 1968 y 1980, y a su vez los eventos fríos (La Niña) no son responsables por todos los períodos de lluvias excesivas sobre Colombia, tales como los de 1967, 1978, 1981 y 1984.

El análisis de Fourier de las series de las CP's (a nivel mensual) indica la existencia de picos significativos en los períodos que se mencionan a continuación.

- Componente Principal No. 1. Picos importantes en las frecuencias correspondientes a 16.5, 6.6, 4,7, 3,7, 2,2 y 1,26 años ,que corresponden a 198, 79, 56, 44, 26 y 15 meses, respectivamente. Los picos de 56, 44 y 26 meses también se encuentran presentes los datos de temperaturas en la región Niño-3 del Océano Pacífico y evidentemente están asociadas con 3 distintos modos de oscilación del clima en el Océano Pacífico (*Penland y Sardeshmukh, 1995*). El pico fuerte que se

presenta en la frecuencia correspondiente a 2,2 años podría estar también asociado a la Oscilación Cuasi-Bienal.

- Componente Principal No. 2. Picos importantes en los períodos de 33 y 3.3 años.
- Componente Principal No. 3. Picos importantes en las frecuencias correspondientes a los períodos de 8,25, 5,5, 3,6, 2,53 y 2,2 años.
- Componente Principal No. 4. Picos importantes en las frecuencias correspondientes a 16,5, 5,5, 3 y 1,26 años.

En las gráficas de la Figura 3.15 se presentan las Funciones Ortogonales Empíricas para las lluvias de promedio móvil de 3 meses y en la Figura 3.16 se presentan las correspondientes Componentes Principales. En la Figura 3.17 se muestra el valor absoluto del cuadrado de las Transformadas de Fourier para las primeras cuatro Componentes Principales correspondientes a los promedios móviles de 3 meses. El análisis de Fourier para las series de las CP's indica que hay bandas de frecuencias importantes asociadas con los períodos siguientes:

- Componente Principal No. 1. Picos importantes en las frecuencias correspondientes a los períodos de 16.5, 6.6, 4.7, 3.7, 2.2, 1.8 y 1.2 años.
- Componente Principal No. 2. Picos importantes en los períodos 33 y 3.3 años.
- Componente Principal No. 3. Un pico importante asociado a 33 años. Parece de origen espúreo.
- Componente Principal No. 4. Picos importantes en las frecuencias correspondientes a: 33, 11 y 5.5 años.

En las gráficas de la Figura 3.18 se presentan los mapas de correlaciones entre las temperaturas superficiales del Océano Pacífico y cuatro primeras Componentes Principales de las lluvias mensuales (promedio móvil de 3 meses) en Colombia. Los resultados de las correlaciones con la CP No. 1 de las lluvias. Allí se puede confirmar que las regiones Niño-4 y Niño-3 presentan las mayores correlaciones con las lluvias de Colombia.

Con el objeto de comenzar a examinar la influencia de las TSM del Océano Atlántico tropical norte y del mar Caribe sobre la hidro-climatología de Colombia, en las gráficas de la Figura 3.19 se presentan los mapas de correlación entre las temperaturas superficiales del mar Caribe y el Océano Atlántico tropical Norte (11°N-29°N; 17°W-83°W) con las cuatro primeras Componentes Principales de la lluvias de Colombia, para rezagos entre 0 meses (simultáneas) y 5 meses, en donde las temperaturas oceánicas anteceden a las lluvias de Colombia. En tales diagramas se aprecia que la región del mar

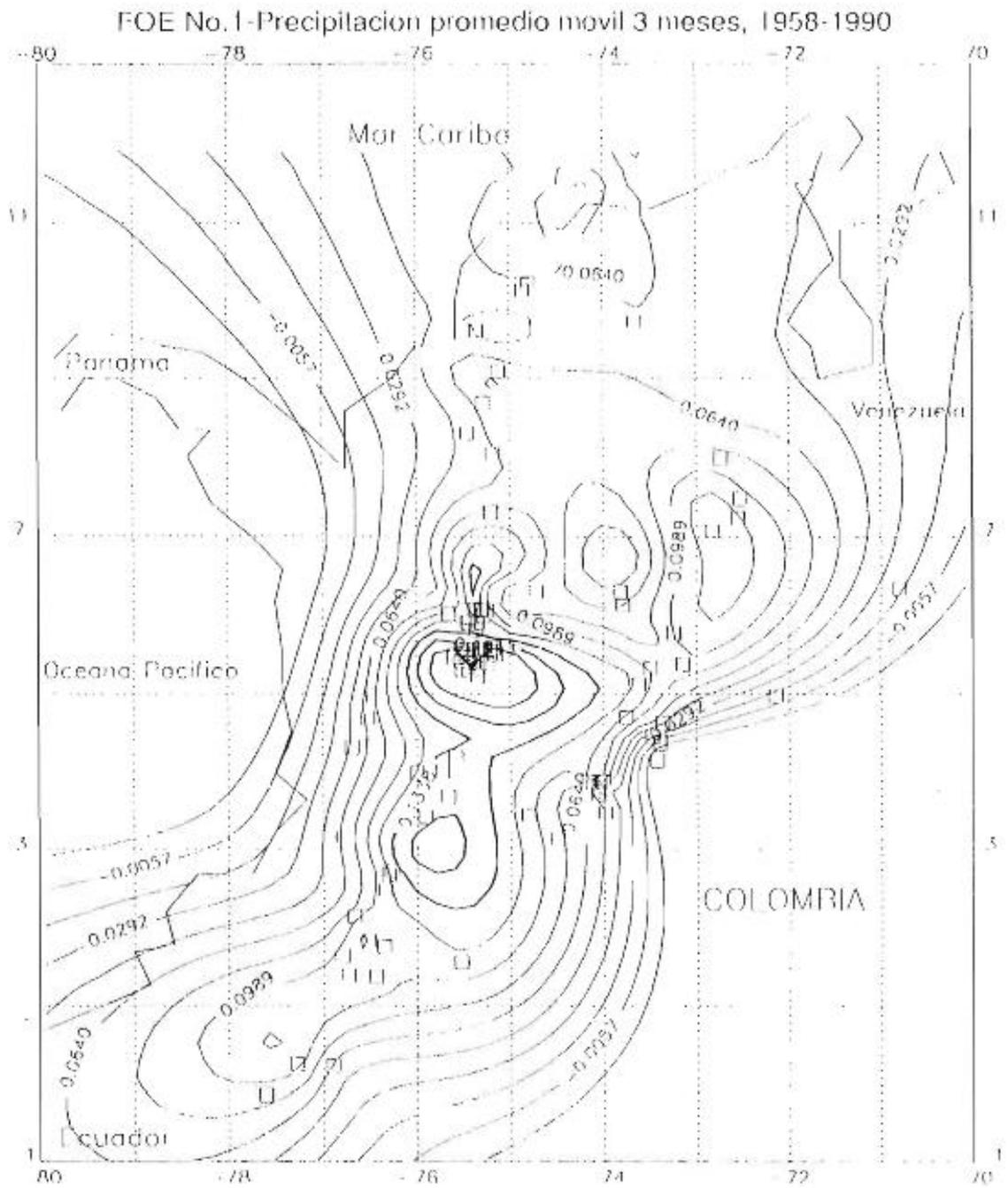


Figura 3.15. 1. Primera Función Ortogonal Empírica para las lluvias mensuales (promedio móvil de 3 meses) después de remover el ciclo anual. Período de registro 1958-1990, Varianza explicada: 31%.

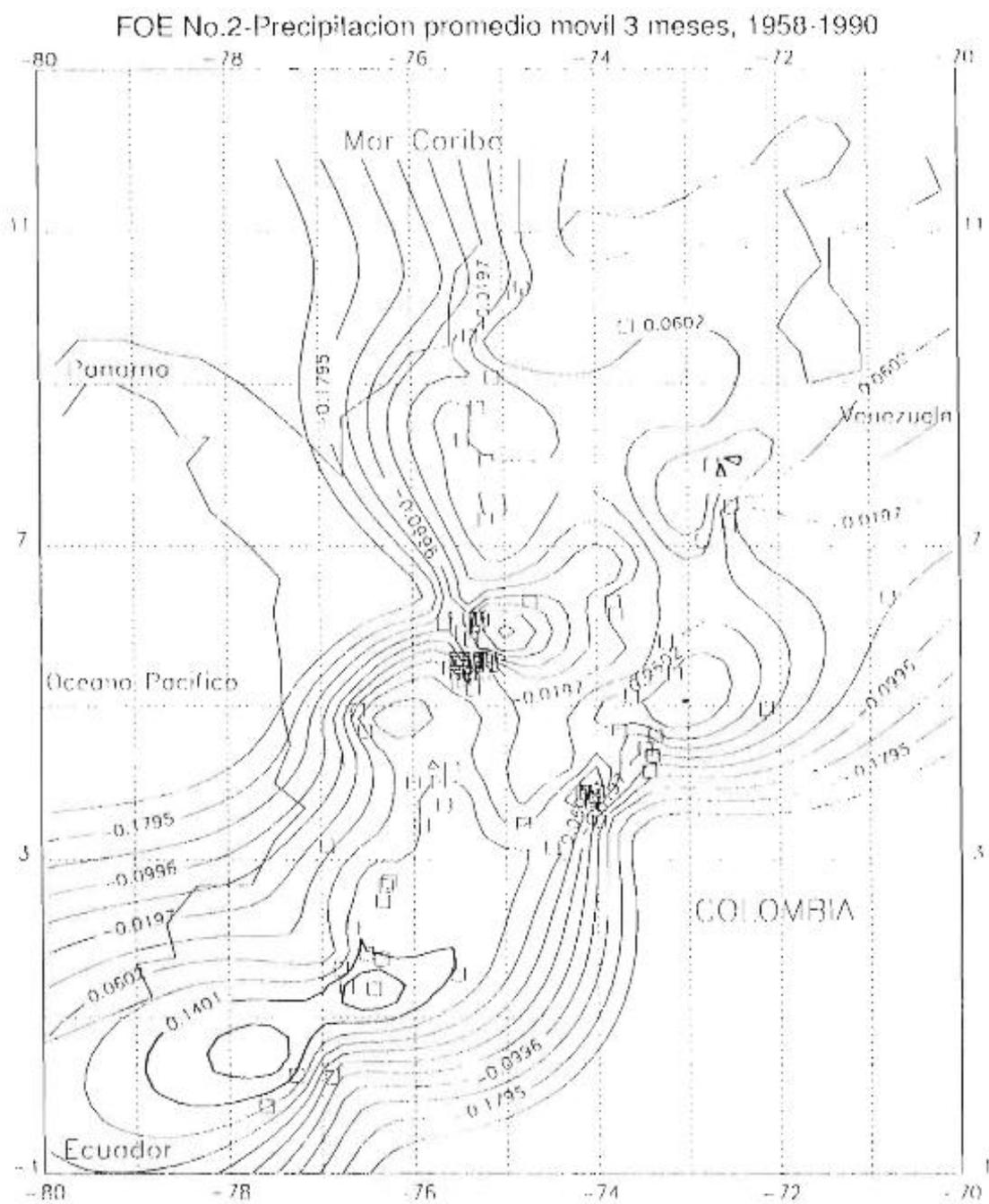


Figura 3.15.2. Segunda Función Ortogonal Empírica para las lluvias mensuales (promedio móvil de 3 meses) después de remover el ciclo anual. Período de registro 1958-1990. Varianza explicada: 6%.

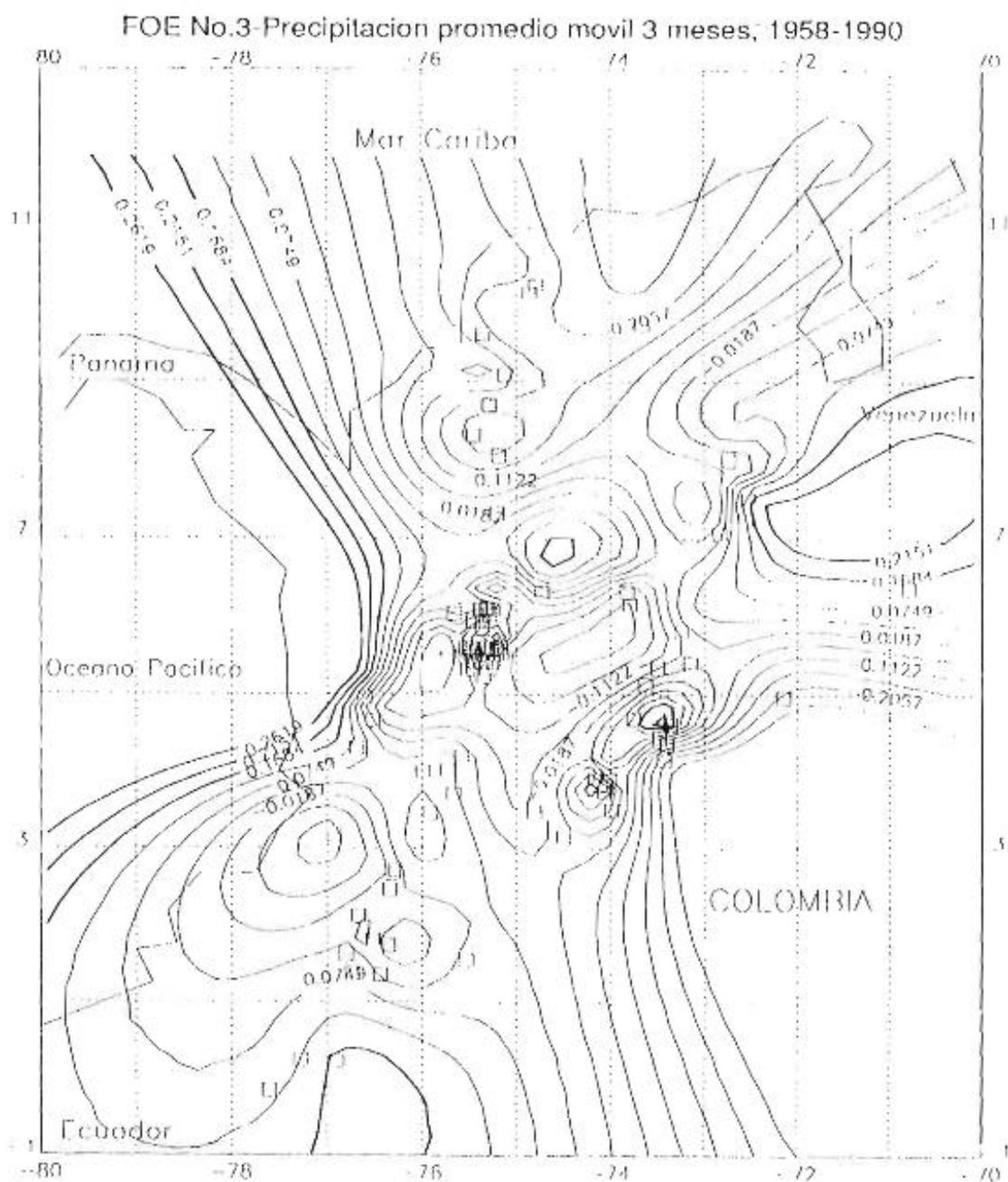


Figura 3.15.3. Tercera Función Ortogonal Empírica para las lluvias mensuales (promedio móvil de 3 meses) después de remover el ciclo anual. Período de registro 1958-1990. Varianza explicada: 4%.

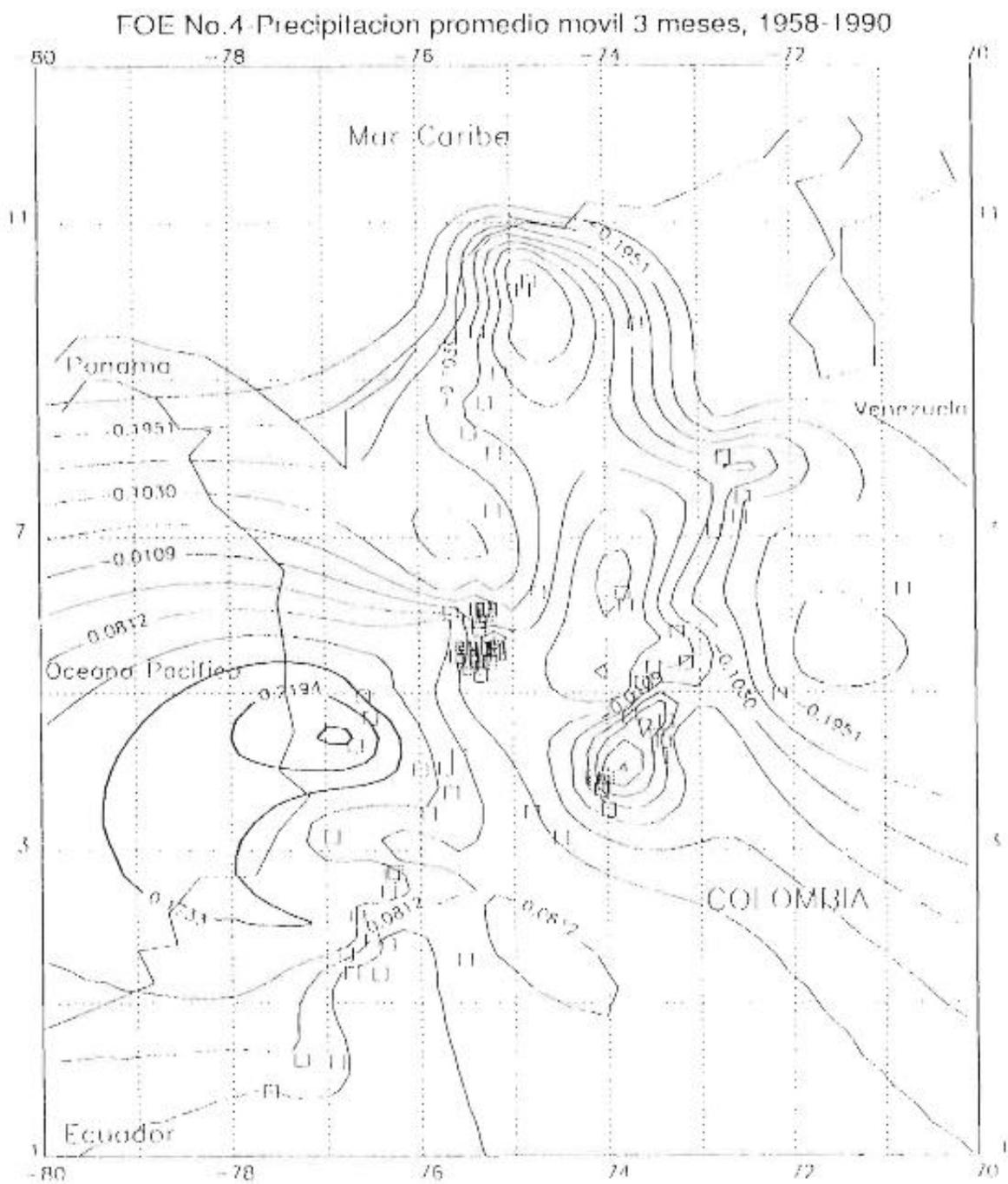


Figura 3.15.4. Cuarta Función Ortogonal Empírica para las lluvias mensuales (promedio móvil de 3 meses) después de remover el ciclo anual. Período de registro 1958-1990. Varianza explicada: 4%.

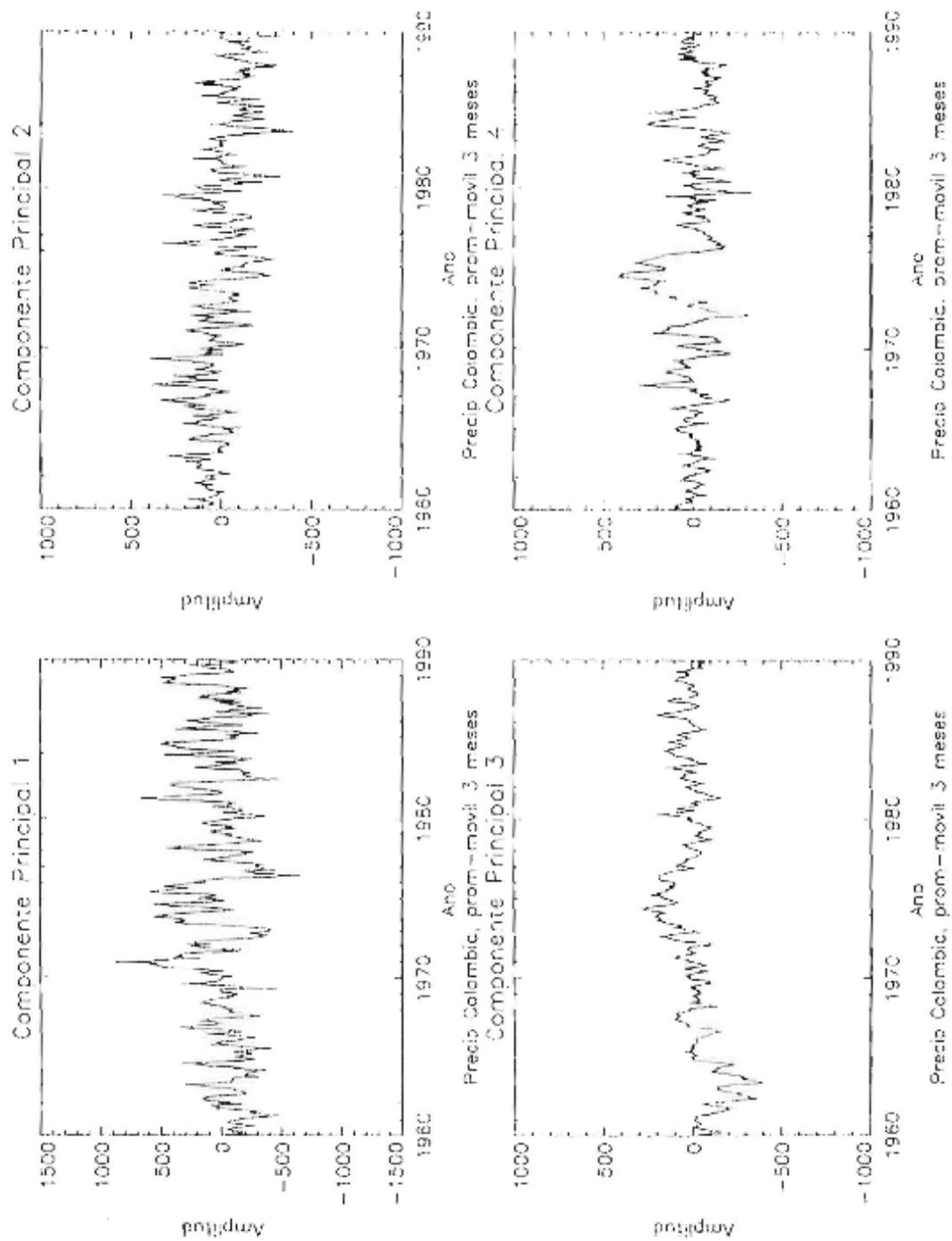


Figura 3.16. Evolución de las cuatro primeras Componentes Principales de precipitación en Colombia, correspondientes a los registros mensuales (promedio móvil de 3 meses).

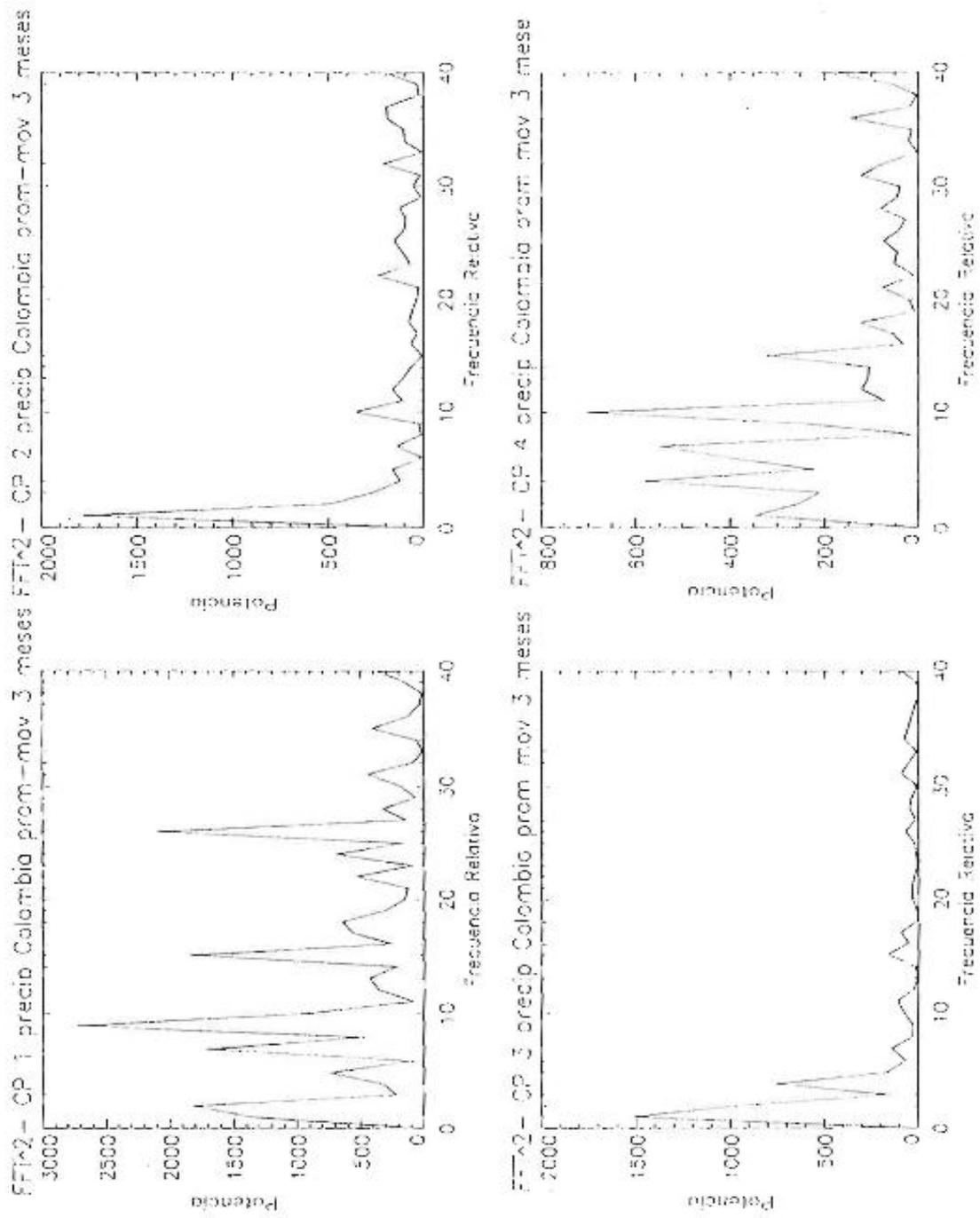


Figura 3.17 Transformadas Rápidas de Fourier de las cuatro primeras Componentes Principales de los registros de precipitación mensual (promedio móvil de 3 meses) en Colombia.

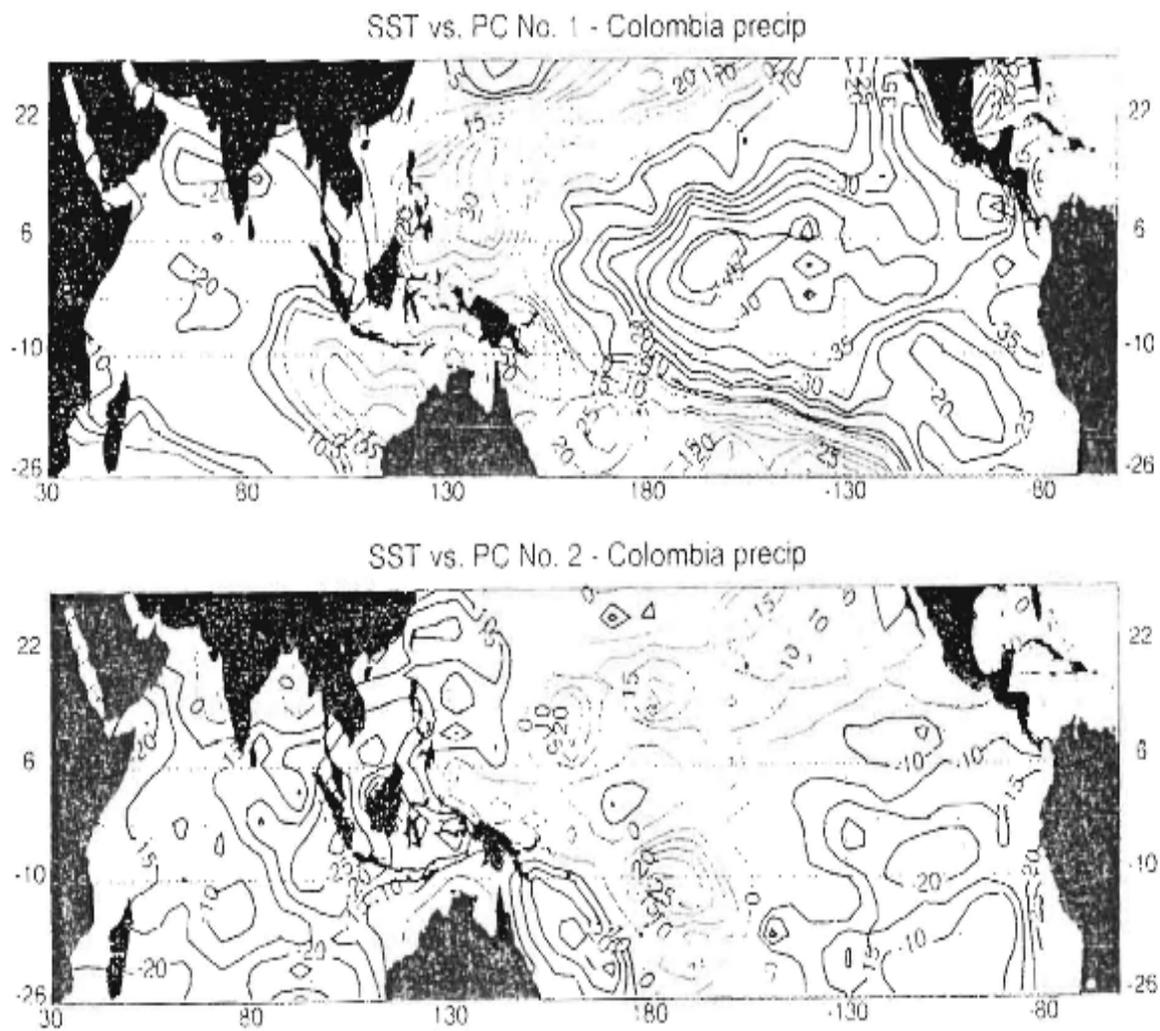


Figura 3.18. Mapas de correlaciones (%) entre las temperaturas superficiales de los Océanos Pacífico e Índico y las Componentes Principales No. 1 (superior) y 2 (inferior) de las lluvias mensuales (promedio móvil de 3 meses) en Colombia.

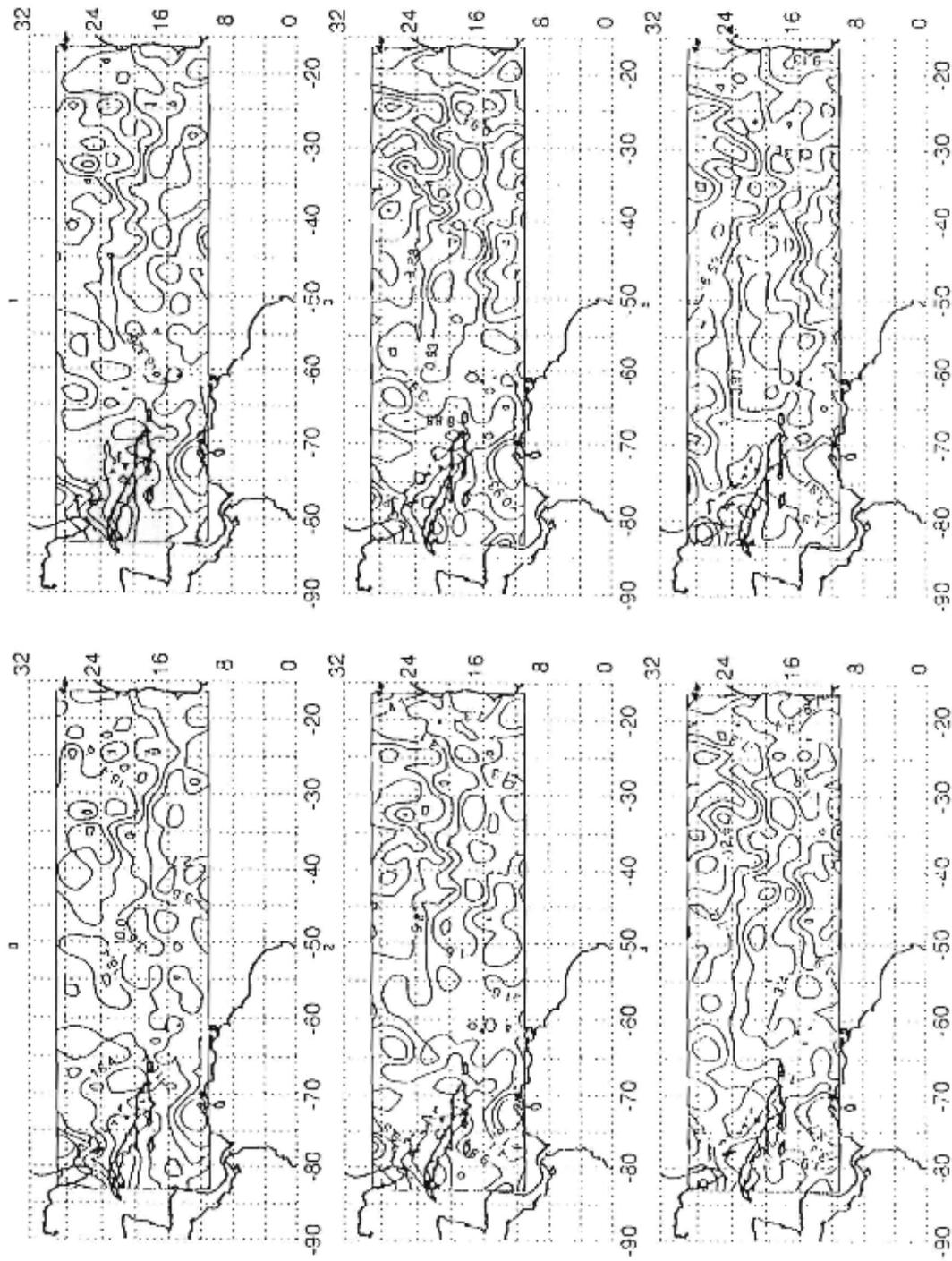


Figura 3.19. 1. Correlaciones entre las TSM del Océano Atlántico tropical y la CP No.1 de las lluvias mensuales. Las TSM anteceden a las lluvias entre 0 (simultáneas) y 5 meses.

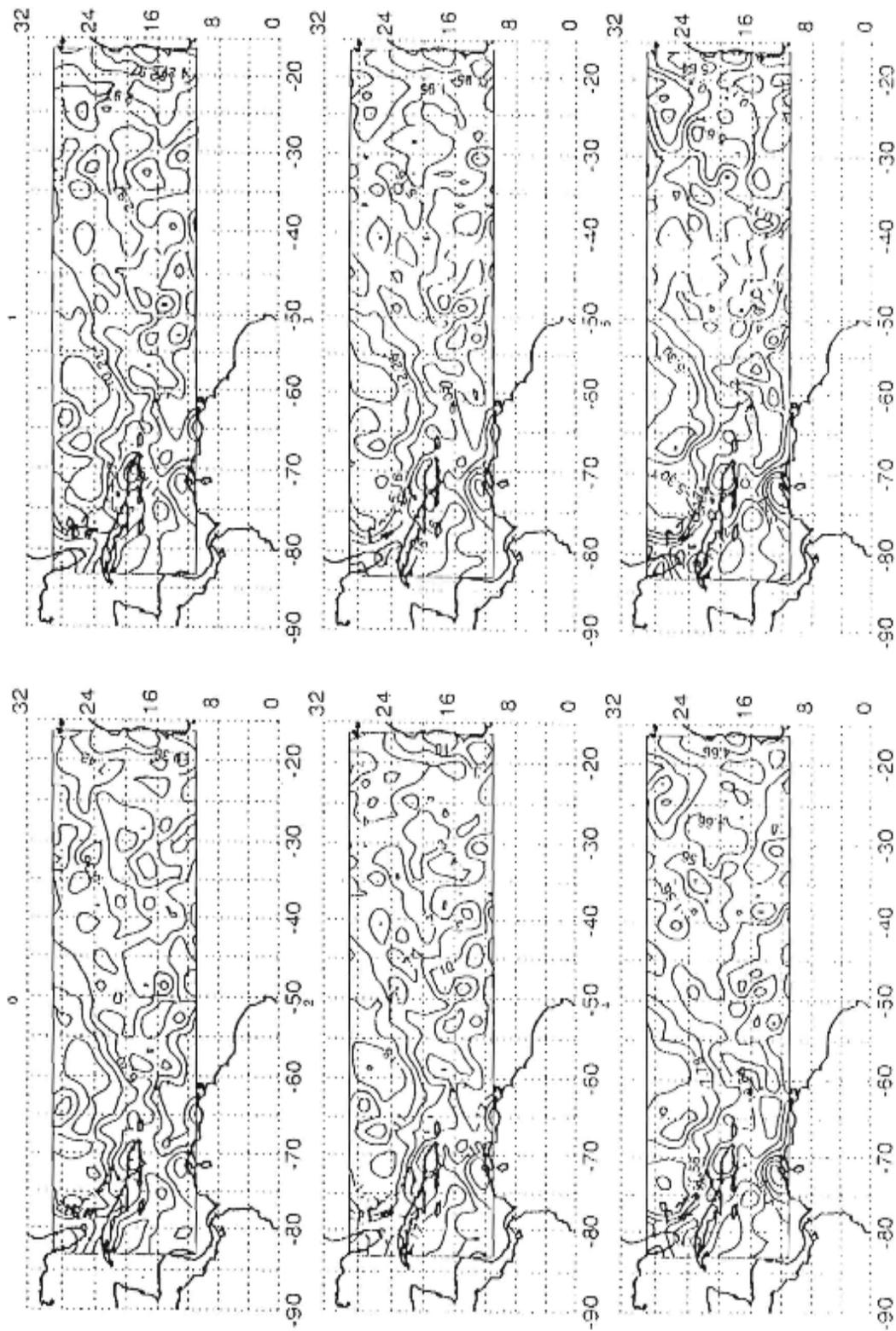


Figura 3.19.2. Correlaciones entre las TSM del Océano Atlántico tropical y la CP No.2 de las lluvias mensuales. Las TSM anteceden a las lluvias entre 0 (simultáneas) y 5 meses.

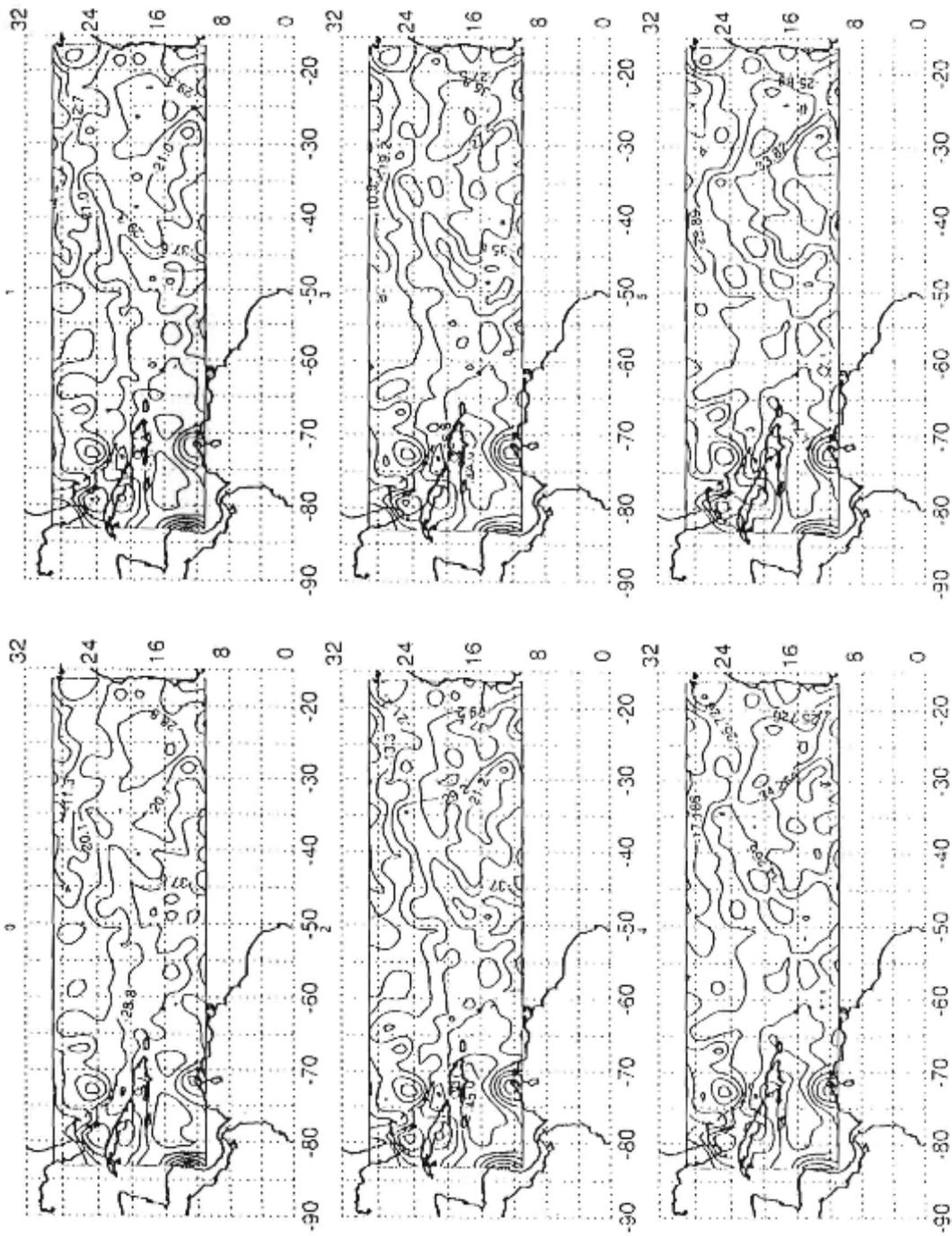


Figura 3.19.3. Correlaciones entre las TSM del Océano Atlántico tropical y la CP No.3 de las lluvias mensuales. Las TSM anteceden a las lluvias entre 0 (simultáneas) y 5 meses.

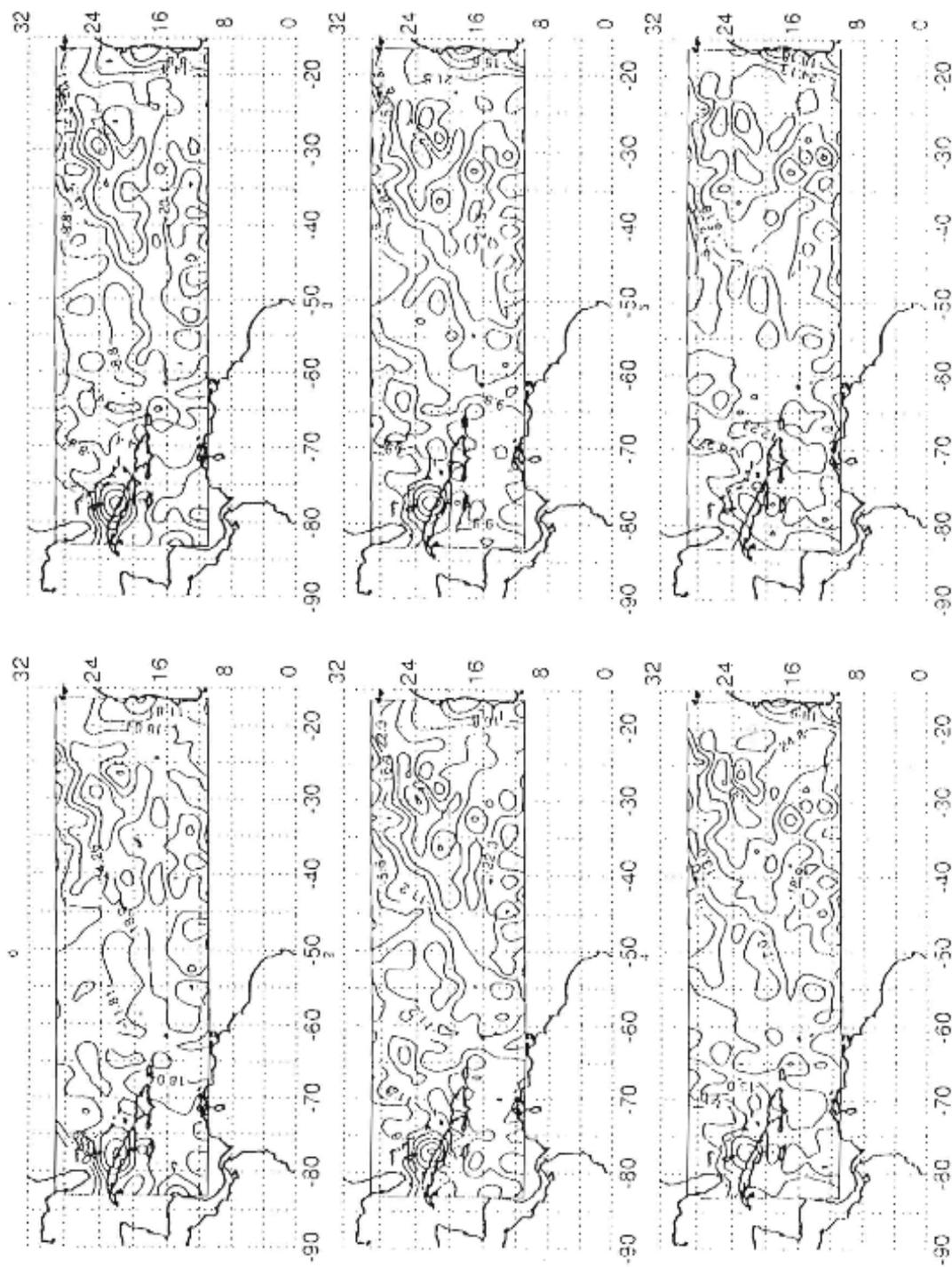


Figura 3.19.4. Correlaciones entre las TSM del Océano Atlántico tropical y la CP No.4 de las lluvias mensuales. Las TSM anteceden a las lluvias entre 0 (simultáneas) y 5 meses.

Caribe situada alrededor de 16°N-75°W es la que presenta mayores correlaciones negativas con las lluvias de Colombia. A manera de resumen, en la Tabla 3.7 se presentan los resultados de los valores máximo y mínimo de los coeficientes de correlación entre las Componentes Principales de las lluvias de Colombia y las temperaturas oceánicas, para rezagos de 0 a 5 meses.

Tabla 3.7. Coeficientes de correlación (%) entre las temperaturas del mar Caribe y el Océano Atlántico tropical norte (11°N-29°N; 17°W-83°W) y las cuatro primeras Componentes Principales de la lluvia en Colombia, para rezagos de 0 meses (simultáneas) y para 1 a 5 meses de rezago cuando las temperaturas oceánicas anteceden a las lluvias de Colombia.

CP	REZAGO (MESES)											
	0		1		2		3		4		5	
	Máx	mín.	Máx	mín.	Máx	mín.	Máx	mín.	Máx	mín.	Máx	mín.
1	15,4	-35,4	18,2	-30,8	18,7	-26,9	15,6	-23,6	19,2	-23	19,6	-222
2	34,9	-21,5	33,2	-24,7	31,5	-25,4	30,4	-26,5	29,5	-20,2	27,6	-16,3
3	15,1	-55,2	12,2	-54,2	10,5	-53	14	-52,3	17	-51,4	13,7	-50
4	13	-36,1	8,1	-36,9	5,5	-39,1	7,8	-39,1	10,7	-36,7	11,5	-36

Como se observa en la Tabla 3.7, las temperaturas oceánicas presentan correlaciones (negativas) no despreciables con la CP No. 1, especialmente para los rezagos de 0 y 1 meses. Estos resultados sugieren la necesidad de involucrar las temperaturas oceánicas del mar Caribe y del Atlántico tropical norte en modelos de predicción hidrológica en Colombia. También son notables las correlaciones negativas que se obtienen para la CP No. 3, alcanzando valores hasta de -0.55 para el rezago de 3 meses. Este resultado necesita una interpretación física que debe comenzar por el entendimiento de la FOE No. 3 de las lluvias de Colombia (ver Figura 3.15.3).

3.2.2 Campo de caudales medios mensuales en Colombia

El análisis de FOE y CP también se efectuó con un conjunto de 50 estaciones de registro de caudales medios mensuales en Colombia, de las cuales 45 pertenecen al archivo del IDEAM y 5 pertenecen al archivo de las Empresas Públicas de Medellín. El estudio se realizó para el período comprendido entre enero de 1959 y diciembre de 1990 (384 meses). La estimación de las FOE y de las CP se efectuó con los registros de caudales a nivel mensual, y con promedios móviles de 3 y 12 meses, después de remover el ciclo anual, substrayendo la media mensual del periodo 1959-1990 a cada mes y dividiendo por la desviación típica mensual. Las estaciones involucradas en el estudio se consignan en la Tabla 3.8. Los resultados de la proporción de la varianza explicada por las primeras 7 FOE se presentan en las Tablas 3.9, 3.10 y 3.11.

Tabla 3.8 Estaciones de registro de caudales medios mensuales utilizadas en el análisis de Funciones Ortogonales Empíricas y de Componentes Principales.

No.	Código	LAT	LON	Estación	Subcuenca	Mpio.	Depto.
1	2804701	1017	7357	La Aurora	Ariguaní	Fundación	Magdalena
2	5205704	53	7740	Carlosama	Blanco	Carlosama	Nariño
3	2114701	322	7507	San Alfonso	Cabrera	Villavieja	Huila
4	2601702	228	7637	Julumito	Cauca	Candelaria	Valle
5	2602701	306	7636	La Balsa	Cauca	Buenos Aires	Cauca
6	2606701	327	7628	Juanchito	Cauca	Candelaria	Valle
7	2610711	447	7558	Anacaro	Cauca	Cartago	Valle
8	2616707	516	7541	Irra	Cauca	Neira	Caldas
9	2618711	544	7536	La Pintada	Cauca	Aguadas	Caldas
10	2623704	717	7523	Puerto Valdivia	Cauca	Valdivia	Antioquia
11	2803703	1023	7314	Puerto Salguero	Cesar	Valledupar	Cesar
12	2615702	508	7541	El Retiro	Chinchiná	Palestina	Caldas
13	3506703	447	7329	Ubalá	Chivor	Ubalá	C/marca
14	2803706	1005	7344	Cantaclaro	Garupal	Valledupar	Cesar
15	3506704	447	7335	Chusneque	Guavio	Ubalá	C/marca
16	2403712	535	7300	La Vega	Iza	Cuitiva	Boyacá
17	2605730	315	7636	Potrerito	Jamundí	Jamundí	Valle
18	2612701	424	7549	Alambrado	La Vieja	Caicedonia	Valle
19	2612704	446	7554	Cartago	La Vieja	Pereira	Risaralda
20	2319729	717	7308	Cafe Madrid	Lebrija	Girón	Santander
21	3508701	451	7314	San Agustín	Lengupá	Santa María	Boyacá
22	2118702	413	7512	Pavo Real	Luisa	Valle de San Juan	Tolima
23	2109707	259	7518	Puente Santander	Magdalena	Palermo	Huila
24	2113701	351	7457	Purificación	Magdalena	Purificación	Tolima
25	2123702	511	7443	Arrancaplumas	Magdalena	Guaduas	C/marca
26	2309703	630	7423	Puerto Berrio	Magdalena	Puerto Berrio	Antioquia
27	5203701	138	7700	La Cañada	Mayo	San Pablo	Nariño
28	5307701	257	7714	Angostura	Micay	López	Cauca
29	2703701	800	7447	La Esperanza	Nechí	El Bagre	Antioquia
30	2306702	530	7434	Colorados	Negro	Puerto Salgar	C/marca
31	2613711	447	7538	Bananera	Otún	Pereira	Risaralda
32	2602724	228	7618	Malvasa	Palace	Totoró	Cauca
33	2604702	304	7621	Bocatoma Arriba	Palo	Caloto	Cauca
34	2604707	314	7625	Puerto Tejada	Palo	Puerto Tejada	Cauca
35	1601701	814	7225	Aguas Claras	Pamplona	Pamplona	NSantander
36	5207701	142	7737	Puente Pusmeo	Patía	Cumbitara	Nariño
37	2602710	237	7630	Puente Carretero	Piendamó	Piendamó	Cauca
38	2116702	345	7454	Boquerón	Prado	Prado	Tolima
39	1506702	1055	7255	El Cercado	Ranchería	San Juan	Cesar
40	2205701	355	7506	Piedras de Cobre	Saldaña	Saldaña	Tolima
41	2906705	1045	7406	Canal Florida	Sevilla	Ciénaga	Magdalena
42	1303701	800	7615	Angostura de Urrá	Sinú	Tierralta	Córdoba
43	2406701	703	7321	El Tablazo	Sogamoso	Betulia	Santander
44	2618703	542	7518	Sonsón	Sonsón	Sonsón	Antioquia
45	2119701	400	7430	El Profundo	Sumapaz	Cabrera	C/marca
46	2701764	124140	870390	Embalse Troneras	Gudalupe	Carolina	Antioquia
47	2308745	119000	903850	Playas RN-12	Guatapé	San Rafael	Antioquia
48	2308706	119170	880290	Santa Rita RN-5	Nare	Alejandría	Antioquia
49	2701703	121050	851175	El Templete RG-8	Riogrande	Don Matías	Antioquia
50	2702710	124100	862480	Miraflores TC-3	Nechí	Carolina	Antioquia

Tabla 3.9 Proporción de la varianza (%) explicada por las FOE de los caudales medios. Registros mensuales.

FOE No.	1	2	3	4	5	6	7
Var. Explicada(%)	45	8	6	5	4	2	2
Var. acumulada(%)	45	53	59	64	68	70	72

Tabla 3.10 Proporción de la varianza (%) explicada por las FOE de los caudales medios. Promedios móviles de 3 meses.

FOE No.	1	2	3	4	5	6	7
Var. Explicada(%)	47	7	6	5	4	2	2
Var. acumulada(%)	47	54	60	65	69	71	73

Tabla 3.11 Proporción de la varianza (%) explicada por las FOE de los caudales medios. Promedios móviles de 12 meses.

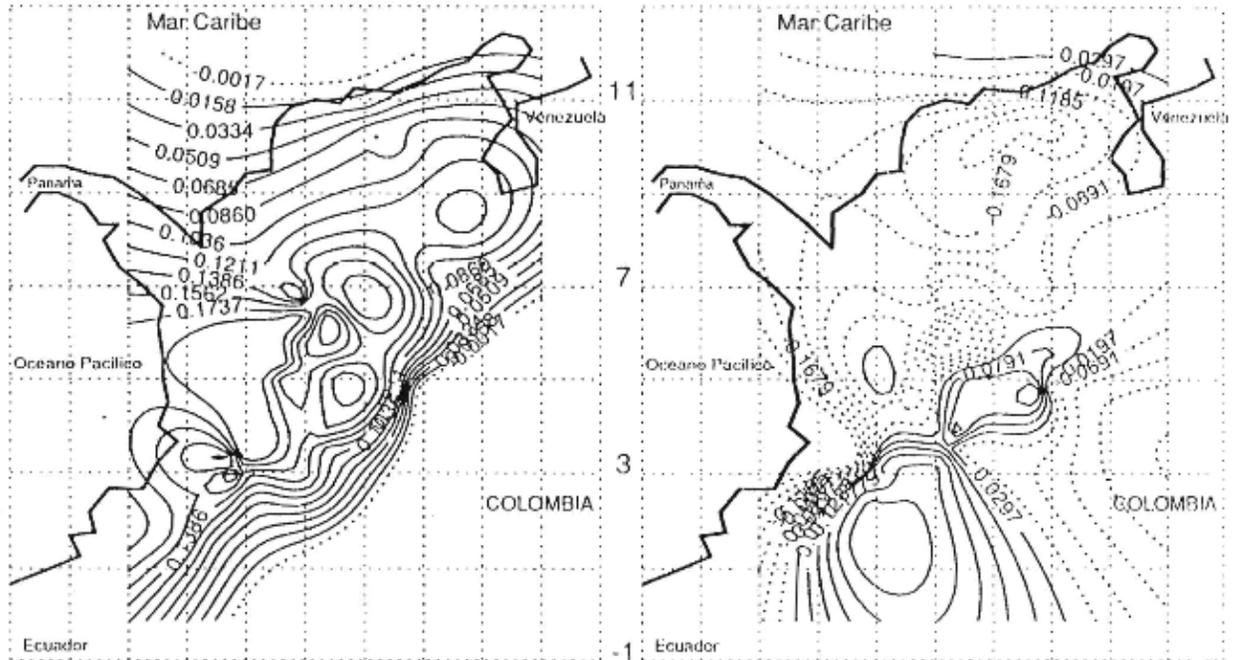
FOE No.	1	2	3	4	5	6	7
Var. Explicada(%)	49	9	7	6	4	3	3
Var. acumulada(%)	49	58	65	71	75	78	81

Las primeras 7 FOE de los caudales medios mensuales explican el 72% de la varianza de los registros en las regiones de Colombia incorporadas en el análisis, y el 73% para los promedios móviles de 3 meses y hasta el 81% de la varianza para los promedios móviles de 12 meses.

En la Figura 3.20a se presenta la distribución espacial de las cuatro primeras Funciones Ortogonales Empíricas para los registros de caudales a nivel mensual. El procedimiento de interpolación produce iso-lineas de las FOE por fuera del mapa de Colombia. Ello no tiene sentido para registros de caudales, pero recuérdese que estamos trabajando con las anomalías estandarizadas (para escalar los caudales y sus desviaciones típicas, independizando estos parámetros estadísticos con respecto al área de la cuenca) para el período 1959-1990. Es notable la similitud entre la FOE No.1 y el mapa de correlaciones (rezago 3 meses) entre los caudales medios mensuales y el Índice de Oscilación del Sur (SOI), el cual se muestra en la Figura 3.9.

Los patrones de distribución espacial de las lluvias que se presentan en la Figura 3.15 son similares a los patrones de las FOE determinados para los caudales de Colombia (Figura 3.20 superior izquierda), aunque los ríos analizados no necesariamente corresponden a las cuencas para las cuales se efectúa el análisis de lluvias. Los patrones de correlación entre los caudales y el SOI ratifican el comportamiento regional de la hidrología de Colombia con relación al clima del Océano Pacífico.

FOE 1. Caudales prom-movil 3 meses FOE 2. Caudales prom-movil 3 meses



FOE 3. Caudales prom-movil 3 meses FOE 4. Caudales prom-movil 3 meses

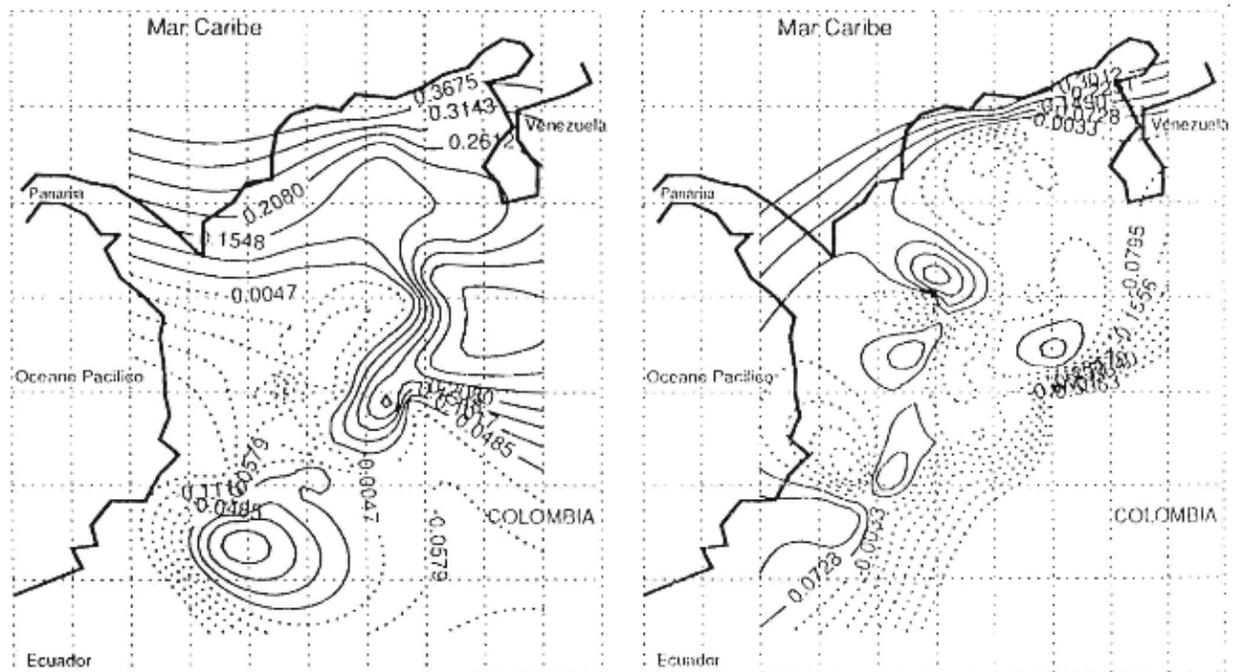


Figura 3.20. Distribución espacial de las cuatro primeras Funciones Ortogonales Empíricas para los registros de caudal, promedios móviles de 3 meses. La varianza explicada por cada una de ellas es 47%, 7%, 6% y 5%, respectivamente.

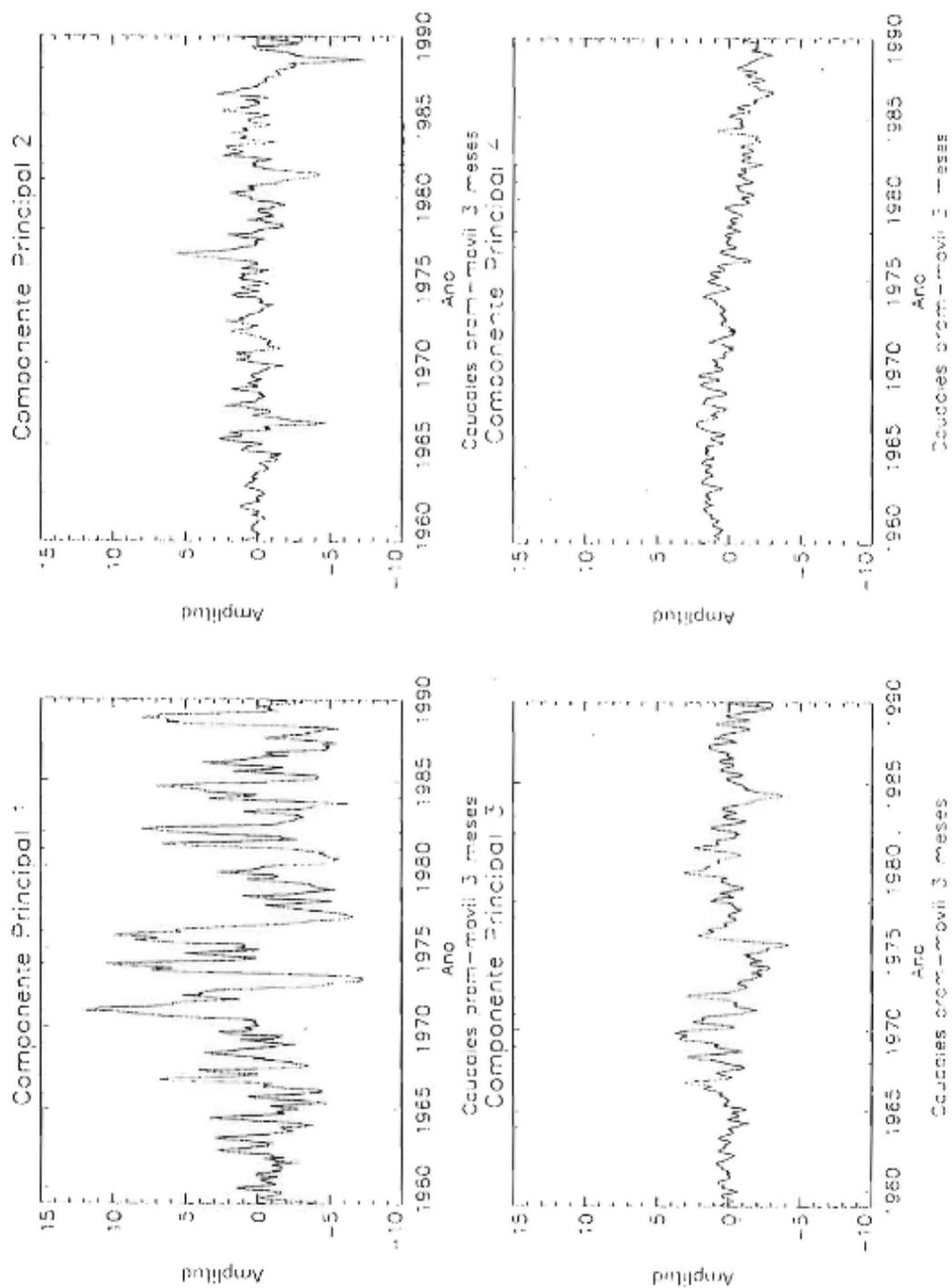


Figura 3.20b Evolución de las cuatro primeras Componentes Principales de los caudales de ríos de Colombia, correspondientes a los promedios móviles de 3 meses.

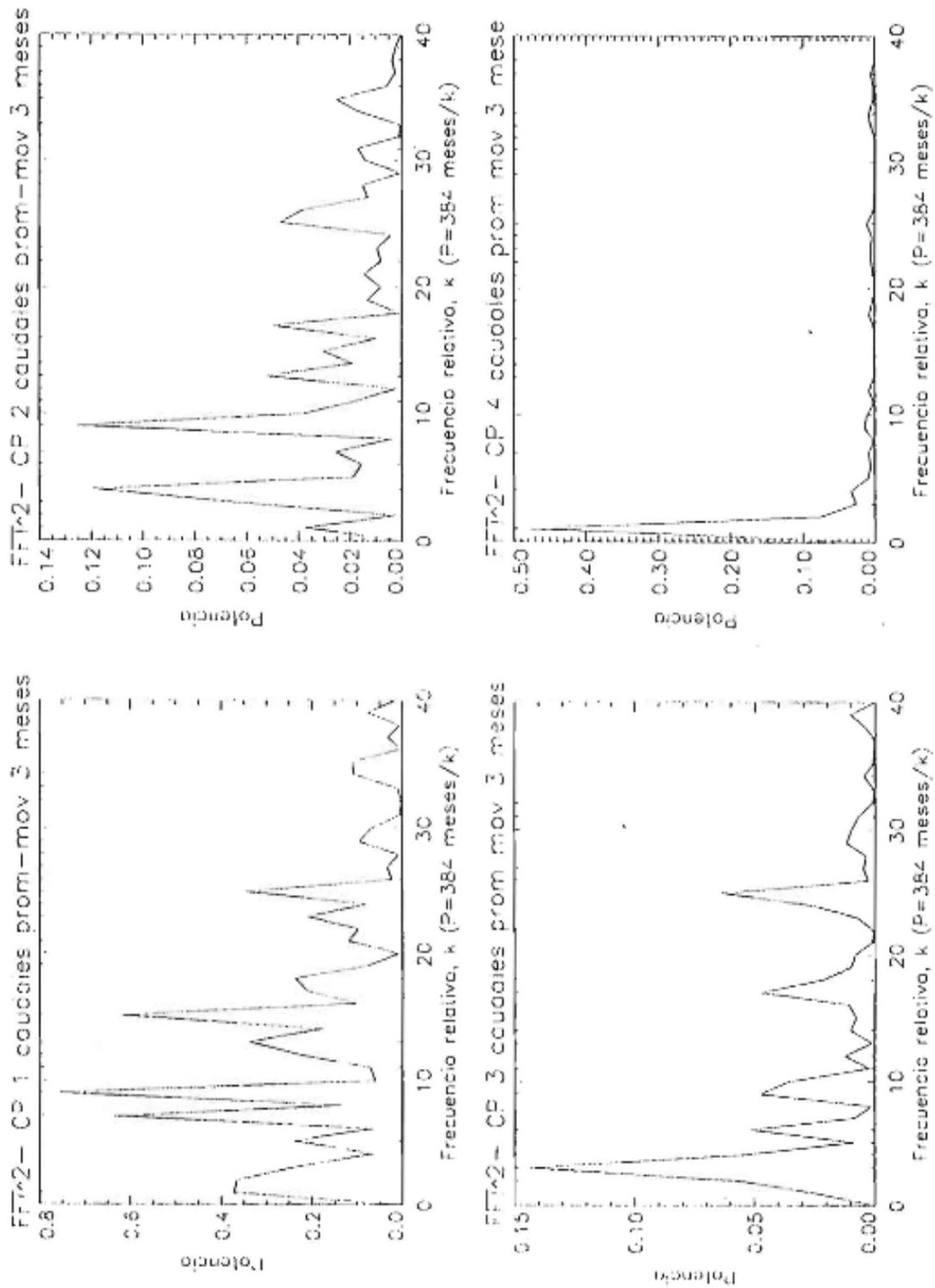


Figura 3.20c Transformadas Rápidas de Fourier de las cuatro primeras Componentes Principales de los registros de caudales de ríos de Colombia, para promedios móviles de 3 meses.

Similarmente a los resultados obtenidos con los registros de lluvias, puede sugerirse que la FOE No.1 de los caudales trata de describir la variabilidad espacial asociada a la ocurrencia del ENSO y de la QBO (ver Figuras 3.20b y 3.20c de las Componentes Principales y sus Transformadas Fourier asociadas a estas FOE, con picos espectrales significativos en las bandas de frecuencias de estos fenómenos). Las correlaciones de los caudales con el SOI son mayores que las de los registros de lluvia debido a que los caudales son variables que integran los procesos geofísicos de la cuenca, y por tanto tienden a filtrar la variabilidad de alta frecuencia y a enfatizar las bajas frecuencias, por lo que exhiben menos variabilidad en esta escala de tiempo. Además y tal vez más importante aún, los caudales de los ríos también están afectados por otras variables como la evapotranspiración y la humedad del suelo, las cuales a su vez también son afectadas por las fases extremas del ENSO: el Niño y La Niña.

La FOE No. 2 presenta un dipolo norte-sur que podría estar asociado a las zonas de influencia de la advección de humedad desde el Océano pacífico al interior de Colombia a cargo de la corriente de chorro de bajo nivel, descrita en el capítulo 3, como también a la advección de humedad por los alisios del sureste desde la cuenca del Amazonas. Observese que la FOE No. 2 presenta valores similares en la costa Pacífica de Colombia y en el pie de monte de la cordillera oriental. De todas formas es una interpretación preliminar que requiere mayor investigación.

En la Figura 3.21 se presentan los mapas de correlación simultánea entre las Temperaturas superficiales del océano Pacífico e Índico y las cuatro primeras CP de los caudales mensuales de ríos de Colombia. De los cuatro gráficos se concluye los siguientes aspectos:

- Las iso-correlaciones entre las TSM y la CP No.1 de los caudales presentan el mismo patrón general reportado en el extenso análisis del numeral 3.1.3, que obviamente corresponden al comportamiento del fenómeno ENSO, con las regiones Niño-4 y Niño-3 exhibiendo las mayores correlaciones, así como la región del Pacífico oriental al sur de las costas del istmos centroamericano. La zona del monzón hindú aparece de nuevo con correlaciones significativas.
- Las iso-correlaciones entre las TSM y la CP No.2 de los caudales presenta valores muy bajos, con algunas correlaciones importantes en la zona del Mar de la China y en el Pacífico tropical oriental.
- Las iso-correlaciones entre las TSM y la CP No. 3 de los caudales parecen presentar un patrón inverso al del patrón correspondiente al ENSO.
- Las iso-correlaciones entre las TSM y la CP No. 4 de los caudales presentan valores significativos en la región del Pacífico sur y en la región del Océano Indico.

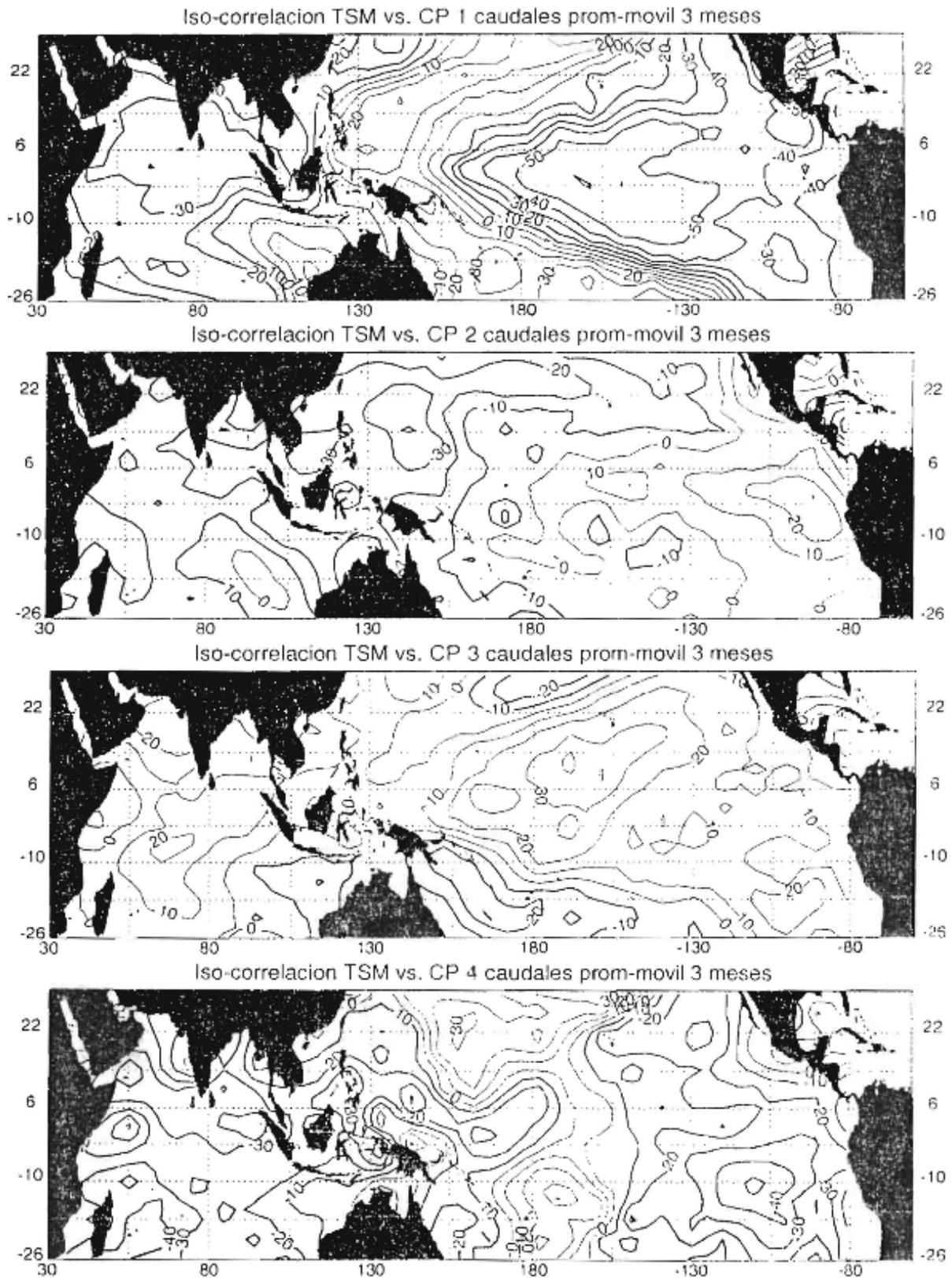


Figura 3.21. Mapas de correlación entre las TSM del Océano Pacífico e Índico y las cuatro primeras Componentes Principales de los caudales medios mensuales de 50 estaciones de registro en ríos de Colombia, para el período enero 1959- diciembre 1990.

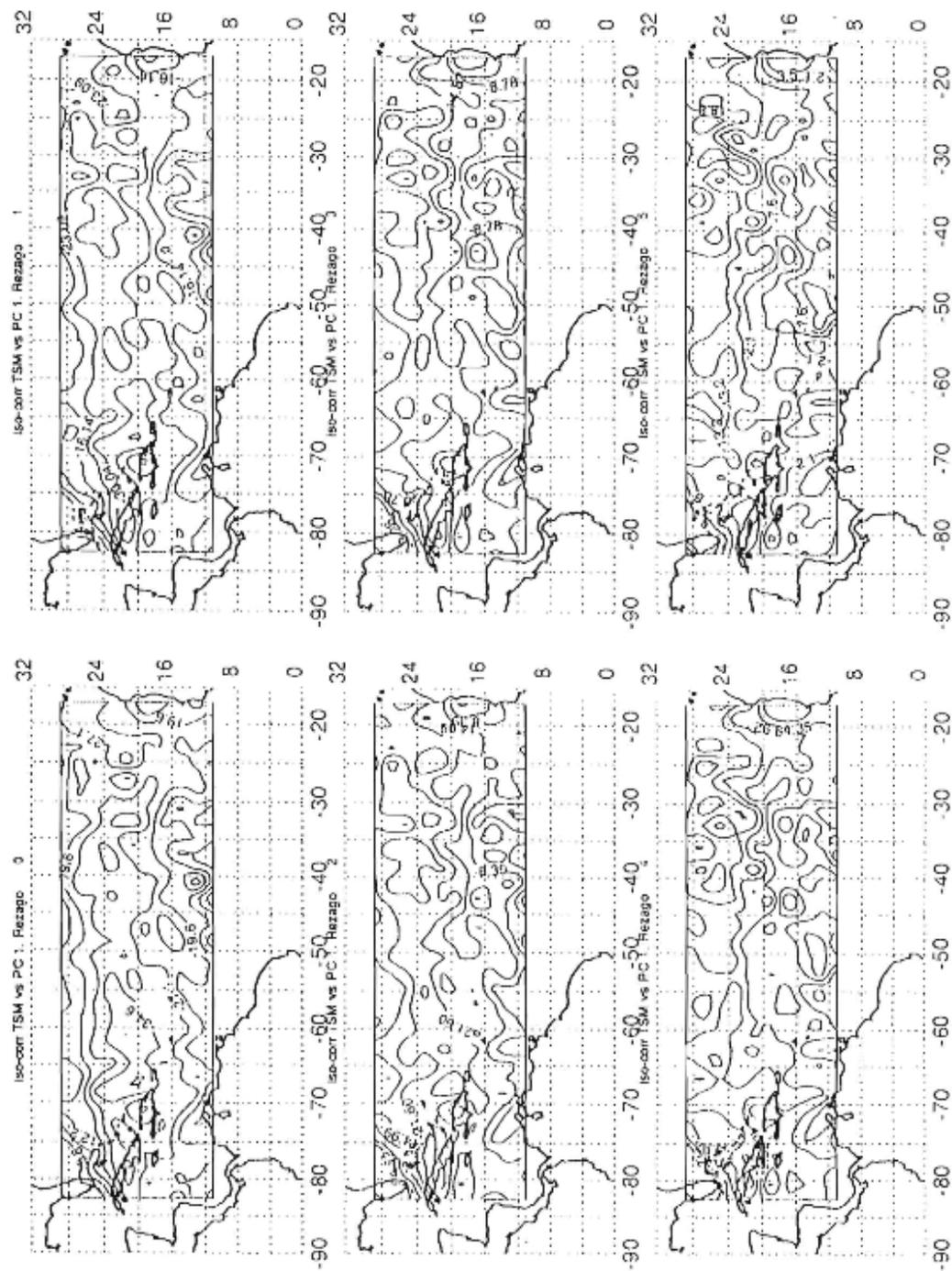


Figura 3.22.1. Mapas de correlaciones rezagadas entre las Temperaturas superficiales del océano Atlántico tropical Norte y la CP No. 1 de los caudales en Colombia, para rezagos de 0 a 5 meses (las TSM anteceden a la hidrología).

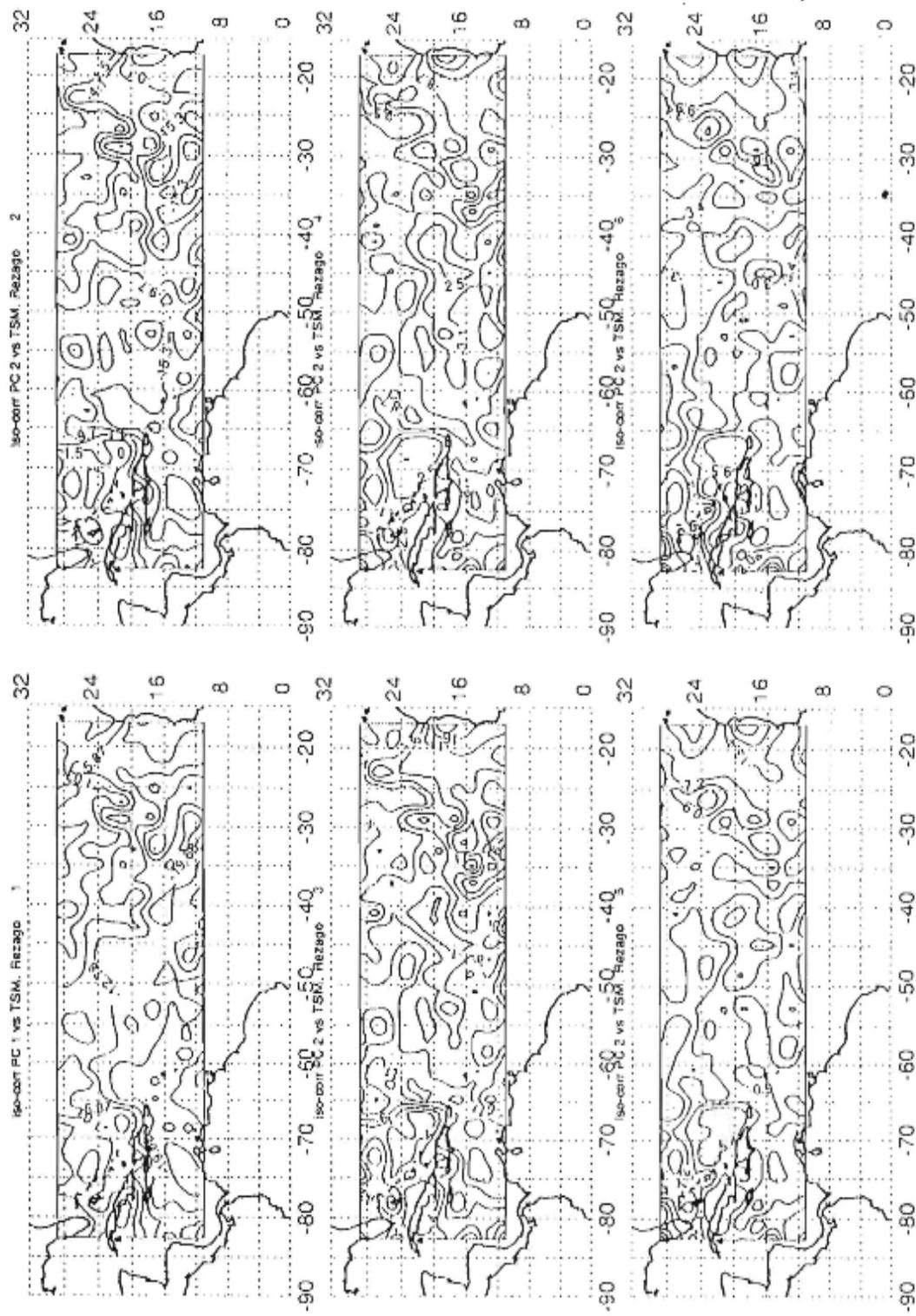


Figura 3.22.2. Mapas de correlaciones rezagadas entre las Temperaturas superficiales del océano Atlántico tropical Norte y la CP No.2 de los caudales en Colombia, para rezagos de 0 a 5 meses (las TSM anteceden a la hidrología).

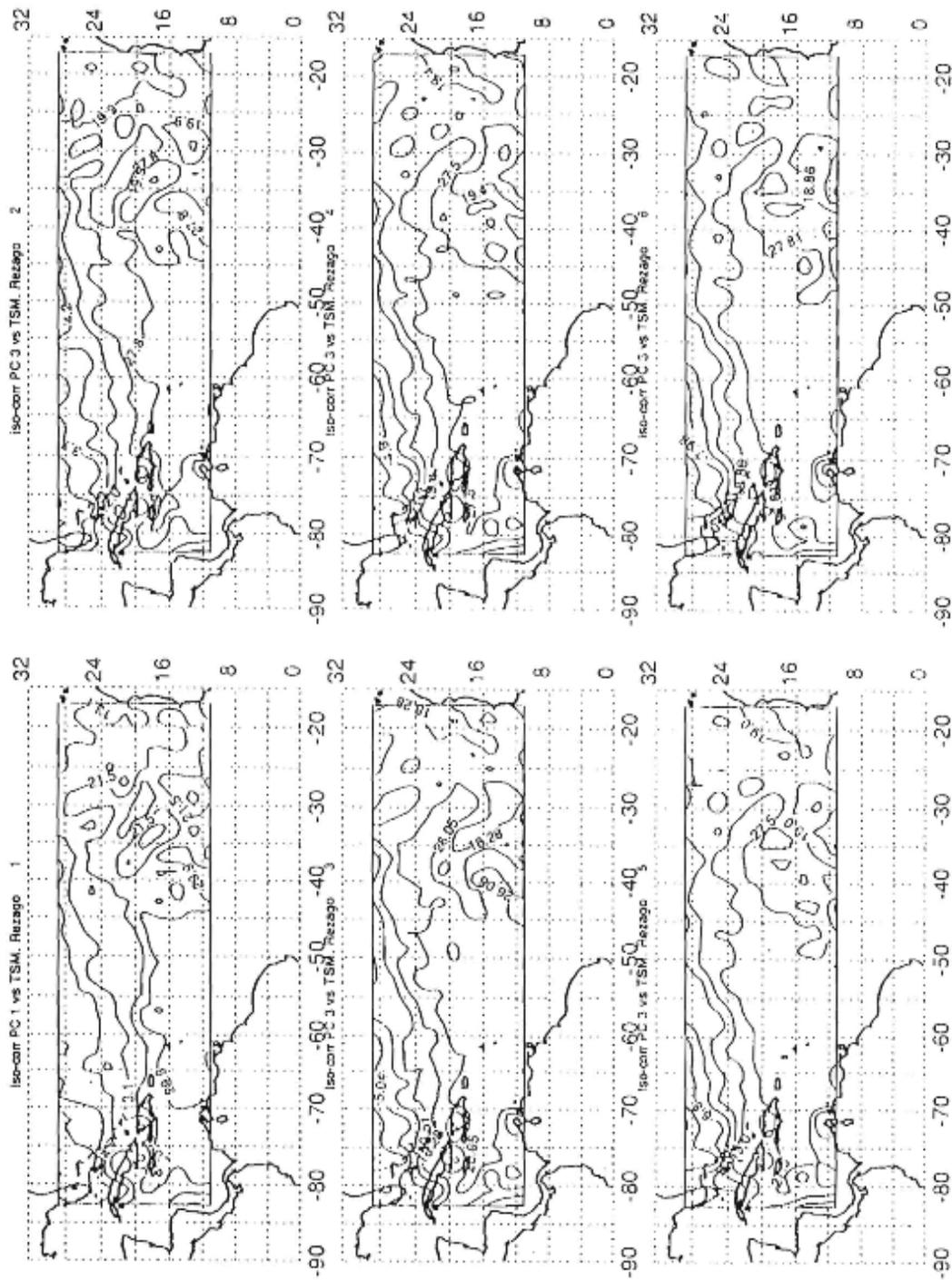


Figura 3.22.3. Mapas de correlaciones rezagadas entre las Temperaturas superficiales del océano Atlántico tropical Norte y la CP No. 3 de los caudales en Colombia, para rezagos de 0 a 5 meses (las TSM anteceden a la hidrología).

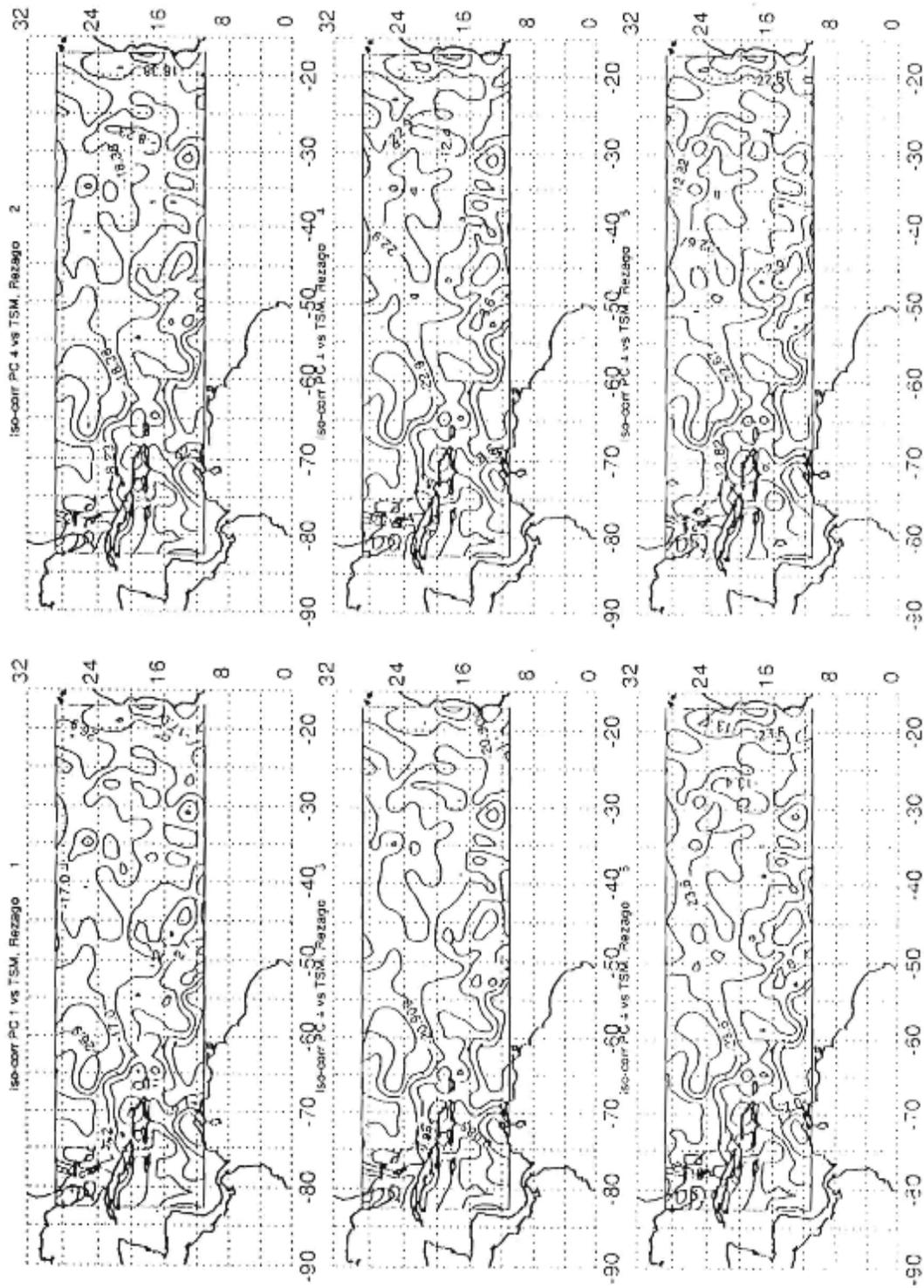


Figura 3.22.4 Mapas de correlaciones rezagadas entre las Temperaturas superficiales del océano Atlántico tropical Norte y la CP No. 4 de los caudales en Colombia, para rezagos de 0 a 5 meses (las TSM anteceden a la hidrología).

En los gráficos de la Figura 3.22 se presentan los mapas de correlación entre las Temperaturas superficiales del océano Atlántico en la región demarcada por el recuadro y las CP's Nos. 1, 2 y 3 de los caudales en Colombia, cada uno mostrando los rezagos de 0 a 5 meses (las TSM anteceden a la hidrología). De estos análisis se desprenden las siguientes conclusiones:

- Las correlaciones entre las TSM del Atlántico tropical norte y la CP No.1 de los caudales presentan mayores valores (0,35) en la región 60-70°W y 18-24°N, para el rezago cero.
- Las correlaciones entre las TSM del Atlántico tropical norte y la CP No.2 de los caudales presenta correlaciones mucho más bajas (0.20), y el rezago cero sigue siendo el de mayor influencia.
- Las correlaciones entre las TSM del Atlántico tropical norte y la CP No.3 de los caudales exhiben correlaciones mucho mayores que las anteriores para todos los rezagos. Debe relacionarse la CP No.3 de los caudales con las temperaturas del Atlántico tropical norte y Mar Caribe.
- Las correlaciones entre las TSM del Atlántico tropical norte y la CP No.4 de los caudales presentan mayores valores que los correspondientes para la CP No. 2, pero menores que para la CP No. 3.

3.3 CUANTIFICACIÓN DE LAS ANOMALÍAS DE CAUDALES MEDIOS EN COLOMBIA DURANTE LAS FASES EXTREMAS DEL ENSO - HISTOGRAMAS DE FRECUENCIAS.

La planificación social, económica y ambiental de sectores que tengan una fuerte influencia de la variabilidad climática debe considerar la predicción y/o la ocurrencia de las fases extremas del ENSO. En particular, en el campo de los recursos hidráulicos, las decisiones que se tomen en los meses y los años para los cuales se tengan predicciones o se esté presentando El Niño deberán ser diferentes de aquellas para los meses Anormales \cong y/o para los años de La Niña. Esto es primordial en tareas como operación de embalses, ofertas en la bolsa de energía eléctrica, asignación de mercedes de agua, análisis probabilísticos de caudales extremos, uso de aguas subterráneas, evaluación de riesgos de inundaciones, avalanchas, sequías, intensificación de enfermedades relacionadas con la variabilidad climática, incendios forestales, riesgos agrícolas y ganaderos, etc.

La relación entre la señal del ENSO y la de las variables hidrológicas en Colombia (como en todas partes) no es uno a uno. Varios factores se combinan para producir tal relación imperfecta: la intensidad, la amplitud y la duración de las fases del ENSO varían de evento a evento, además otros fenómenos están influyendo para modular la hidrología, a través de interacciones no-lineales con el ENSO (capítulo 2). Y por supuesto, la variabilidad inherente del clima, las interacciones no lineales y de retro-alimentación entre los fenómenos geofísicos que se suceden en diferentes escalas de tiempo y la componente aleatoria de los mismos. Sin embargo, la asociación entre el ENSO y la hidrología Colombiana es muy fuerte.

En este numeral se cuantifica impacto que El Niño y La Niña tienen sobre los caudales en Colombia. Se estiman los histogramas de frecuencias, así como los dos primeros momentos de las distribuciones (media y desviación típica) para la totalidad de los registros y para los años de El Niño y La Niña. Para discriminar los años de El Niño y La Niña se usó la clasificación dada por *Kiladis y Diaz (1989)*, para el siglo XX. Años de El Niño: 1902, 1904, 1911, 1913, 1918, 1923, 1925, 1930, 1932, 1939, 1951, 1953, 1957-1958, 1963, 1923, 1969, 1972, 1976-1977, 1982-1983, 1986-1987 y 1991-1992. Años de La Niña: 1903, 1906, 1908, 1916, 1920, 1924, 1928, 1931, 1938, 1942, 1949, 1954, 1964, 1970-1971, 1973, 1975 y 1988. La estimación de los histogramas de frecuencias y de los parámetros estadísticos se realizó con el año hidrológico comenzando en junio (año 0) y terminando en mayo del siguiente año (año +1). Esto se hizo por varias razones, entre ellas porque hay evidencias que indican que el fenómeno ENSO está en fase con el ciclo anual (capítulo 2). Y la fase cálida (El Niño) parece

tener cierta tendencia a comenzar a desarrollarse en la primavera del hemisferio Norte y a tener su máximo durante el invierno de ese hemisferio (el nombre de El Niño se debe a los pescadores peruanos, que notaban que el calentamiento del Océano Pacífico cercano a la costa del Perú se daba por el tiempo de navidad). Además, por los distintos rezagos que muestra el grado de asociación entre el ENSO y la hidrología de Colombia (numeral 3.1.4). Por otra parte, el mes de mayo parece ser el menos afectado por ambas fases del ENSO, de acuerdo con las estimaciones que se efectuaron con el año hidrológico considerado de enero a diciembre, las cuales no se muestran aquí.

Para ilustrar la variabilidad de la hidrología de Colombia durante las fases extremas del ENSO, en la Figuras 3.23.1 a 3.23.5 se presentan los resultados para seis ríos: Magdalena (Puerto Berrío, Antioquia, centro de Colombia), Cauca (Puerto Valdivia, Antioquia, noroeste), La Vieja (Cartago, Valle, occidente), Patía (Pusmeo, Nariño, suroeste), y Lengupá (San Agustín, Boyacá, Andes orientales). Tales figuras muestran los resultados de: (a) Histogramas de frecuencias de caudales medios mensuales para el registro total y para los años de El Niño y La Niña, y (b) Ciclo anual de la media y de la desviación típica de los caudales mensuales para el registro total (+), para los años de El Niño (Δ) y para los años de La Niña (Γ). En la parte inferior de éstos últimos se muestran los valores mensuales de la relación [caudal durante anomalía/caudal medio multianual], en porcentaje, para la media y para la desviación típica, respectivamente.

En la Tabla 3.12 se dan los resultados de la estimación de la media y la desviación típica para los caudales medios mensuales de 50 estaciones de registro en ríos de Colombia, para el total del registro de los caudales mensuales, así como para los caudales durante los eventos de El Niño y La Niña. En las tablas 3.13 y 3.14 se presentan los resultados de la estimación de la media y la desviación típica para los 12 meses del año durante los eventos de El Niño y La Niña, respectivamente. A manera de conclusiones generales, puede decirse que :

- Las dos fases del ENSO afectan todo el ciclo anual de las variables hidrológicas estudiadas. La generalidad de los resultados ratifica la disminución de los caudales medios y extremos durante la fase cálida/baja de la Oscilación del Sur (El Niño) e incremento de caudales durante la fase fría/alta de la Oscilación del Sur (La Niña). Como se observó anteriormente, tal vez el mes de mayo es el menos afectado por ambas fases del ENSO en la mayoría de las estaciones bajo estudio.
- Observando la forma de los histogramas obtenidos para los años de El Niño y La Niña es posible observar, en casi todos los casos, un comportamiento diferente. Ello parece sugerir que la

función de distribución de probabilidades de los caudales medios mensuales es diferente para las dos fases extremas del evento ENSO. Para el caso de El Niño se observa una distribución más asimétrica, con una cola más gorda hacia la derecha, mientras que para el caso de La Niña se observa una distribución que pudiera ser más de tipo Gaussiano. Aquí hay posibilidades de profundizar en la investigación usando pruebas de hipótesis estadísticas más rigurosas para modelar el fenómeno de los caudales como resultado de la mezcla de distribuciones de probabilidades.

- Tanto los histogramas como los parámetros (media y desviación típica) obtenidos para los 12 meses del año en condiciones de El Niño o La Niña constituyen estimadores pobres de los valores poblacionales. La estimación se hace con pocos valores debido al reducido número de eventos de El Niño o La Niña que se han presentado durante el período de registro que se muestra en la Tabla 4.14. Por tanto, los resultados deberán revisarse continuamente en el tiempo, cada vez que se presente una nueva ocurrencia de alguna de las fases extremas del ENSO.

Tabla 3.12 Media y desviación típica (m³/s) de los caudales medios mensuales en ríos de Colombia para el registro total y para los años de El Niño y La Niña. Los años hidrológicos se consideran de junio (0) a mayo (+1) .

Río (Estación, DEPTO.)	PERÍODO	REGISTRO TOTAL		EVENTOS EL NIÑO		EVENTOS LA NIÑA	
		Media	Desv.Típ.	Media	Desv.Típ.	Media	Desv.Típ.
Zona Andina, Occidente							
Nare (Santa Rita, ANT)	1956-1993	46,5	19,74	37,28	16	62,18	21,11
Riogrande (RG-8, ANT)	1956-1993	33,8	12,2	28,6	9,9	43,2	13,4
Guadalupe (Troneras, ANT)	1938-1993	21,8	8	19,9	7,5	25,2	8,7
Sonsón (Sonsón, ANT)	1965-1990	2,77	1,13	2,32	0,71	3,64	1,53
Tenche (TC-3, ANT)	1955-1993	4,16	1,49	3,6	1,23	4,71	1,67
Nechí (La Esperanza, ANT)	1965-1990	8593	3632	7814	3531	9533	3497
Chichiná (El Retiro, CAL)	1965-1990	25,96	16,21	19,75	14,37	39,72	15,86
Otún (Bananera, RIS)	1965-1990	12,17	5,1	10,7	4,25	16,01	5,67
La Vieja (Cartago, VAL)	1945-1990	91,23	55,83	69,48	41,31	135,85	74,23
Jamundí (Potrerito, VAL)	1948-1990	5,34	3,43	4,57	2,84	7,21	4,02
Cauca (Pto. Valdivia, ANT)	1960-1990	1209,8	480,4	967,6	399,2	1505,2	432,8
Cauca (La Pintada, ANT)	1965-1990	744,1	386,5	564,5	282,2	1085,3	416,8
Cauca (Irrá, CAL)	1965-1990	672	343,6	515	263,9	988,6	371,4
Cauca (Anacaro, VAL)	1961-1990	414,1	211,2	319,9	164,6	593,6	232,1
Cauca (Juanchito, VAL)	1934-1990	277,3	140,1	222,9	107,5	374	173,3
Cauca (La Balsa, CAU)	1945-1990	197,3	97,8	163,9	73,4	264,7	122,5
Cauca (Julumito, CAU)	1964-1990	24,8	8,9	22,7	8,8	29,2	9,3
Piendamó (Pte. Carretero ,CAU)	1965-1990	8,24	4,15	7,34	3,59	9,85	4,38
Palo (Bocatoma, CAU)	1946-1990	16,89	9,53	13,3	7,77	22,84	11,03
Micay (Angostura, CAU)	1959-1990	280,48	126,19	229,21	111,89	343,45	120,15
Patía (Pte. Pusmeo, NAR)	1965-1990	333	156,5	288,5	123,6	425,8	192,8
Blanco (Carlosama, NAR)	1956-1990	3,83	2,58	3,41	2,06	4,72	2,29
Mayo (La Cañada, NAR)	1961-1990	14,12	5,23	13,38	5,36	15,34	5,06
Zona Andina, Centro							
Saldaña (P. de Cobre, TOL)	1952-1989	325,7	122,3	298,4	102,1	393,8	135,8
Prado (Boquerón, TOL)	1959-1989	54,7	33,2	45,1	29,7	67,5	42,3
Luisa (Pavo Real, TOL)	1959-1989	5,05	2,92	3,86	2,03	6,97	3,69
Magdalena (Pte. Stander, HUI)	1959-1990	484,68	177,24	457,38	187,94	545,85	147,76
Magdalena (Purificación, TOL)	1959-1989	732,68	275,38	239,91	280,37	886,72	284,14
Magdalena(Arrancaplumas,CUN)	1934-1989	1357,36	466,62	1168,09	428,38	1635,13	490,32
Magdalena (Pto. Berrío, ANT)	1936-1991	2439,95	794,58	2117,59	726,78	2968,31	812,55
Zona Andina, Oriente							
Pamplona(AguasClaras, N.SAN)	1965-1990	26,55	24,84	16,84	14,77	41,14	31,76
Sogamoso (El Tablazo , SAN)	1958-1990	447,9	248,9	392,1	242,4	552,1	242,9
Lebrija (Café Madrid, SAN)	1965-1990	19,27	10,2	16,53	7,69	25,73	13,7
Sumapaz (El Profundo, CUN)	1959-1990	19,74	13,28	15,64	11,35	25,79	12,15

Negro (Colorados, CUN)	1952-1989	86,78	74,4	69,7	53,2	129,32	96,18
Chivor (Ubalá, CUN)	1963-1990	3,89	3,24	3,88	3,54	4,33	3,47
Guavio (Chusneque, CUN)	1963-1990	29,05	21,05	29,12	23,02	34,13	20,3
Lengupá (San Agustín, BOY)	1961-1990	124,69	78,44	125,96	83,07	111,73	68,23
Costa del Caribe							
Ranchería (El Cercado, GUA)	1959-1990	9,31	7,77	8,21	6,29	9,86	9,15
Garupal (Cantaclaro, CES)	1963-1990	1,88	2,24	1,35	1,48	1,96	1,95
Cesar (Pto. Salguero, CES)	1959-1990	34,82	38,68	31,9	38,4	41,3	41,93
Ariguaní (La Aurora, MAG)	1959-1990	16,62	7,95	15,87	7,15	18,86	10,3
Sinú (Urrá, COR)	1959-1990	348,4	169,3	312,5	1233	379,9	168

Tabla 3.13 Valores estimados de la media (μ) y la desviación típica (σ) mensuales para los años de El Niño (m^3/s)

Río, Estación, DEP	Ene		Feb		Mar		Abr		May		Jun		Jul		Ago		Sep		Oct		Nov		Dic	
	μ	σ																						
Z. Andina, Occidental																								
Nare, Santa Rita, ANT	24,9	6,1	20,4	3,3	22,3	5,8	33,8	17,2	47,6	18	41,8	13,2	31,9	9,7	39,1	11	41	12	56,2	14,5	52,4	15,8	36,4	6
Riogrande, RG-8, ANT	19,5	5,2	16,8	5,2	16,9	3,9	27,5	8,5	34	7,1	31,8	8,4	27,1	7,7	30,1	4,8	30,2	6,1	41,3	7,4	39,7	6,9	27,7	5,6
Guadalupe, Troneras, ANT	12,6	3,1	11,4	2,7	11,6	2,8	16,3	5,5	21,8	5,7	22,4	5,4	24,3	7,9	26,3	5,6	26,8	6,5	26,5	4,6	21,3	3,3	16,9	3,5
Sonsón, Sonsón, ANT	1,8	0,6	1,7	0,5	1,8	0,5	2,5	0,8	2,9	0,7	2,7	0,9	2	0,3	2	0,5	2,3	0,5	2,9	0,5	2,8	0,5	2,4	0,6
Tenche, TC-3, ANT	2,4	0,5	2,6	0,6	2,3	0,5	3,2	0,9	4	0,8	4,2	1,4	4,1	1,3	4,5	1	4,6	1,2	4,7	1,1	3,8	0,8	2,9	0,6
Nechí, La Esperanza, ANT	482	168,8	339,2	84,7	282,7	60,4	492,4	195,5	788,8	149,6	1020	231,1	866,8	118	945,9	241,7	970,5	226	1249	196,2	1126	213,5	812,2	296,8
Chinchiná, El Retiro, CAL	14,8	11,8	13,1	11,1	12,2	9,5	16,8	10,7	23,7	15,3	23,6	14,6	14	7	11,9	45	13,7	4,6	32,4	21,2	37,5	17	23,2	11,3
Otún, Bananera, RIS	9,1	3	7,8	2,8	8,4	2,3	13,1	3,7	13,9	2,6	11,3	2,4	7,2	1,2	6,2	1,5	7,1	1,9	15,1	3,7	15,9	2,6	13,2	4
La Vieja, Cartago, VAL	67,4	26,9	51,5	26,1	50	18,2	84,7	34	101,5	37,9	75,8	17,8	43,8	11,6	31,6	6,8	29,6	8,2	71	37,2	128,2	54,3	101,5	41,8
Jamundí, Potrerito, VAL	3,8	1,3	3,6	1,9	3,6	1,3	7,2	3	7,4	1,5	3,9	1,3	1,9	0,8	1,7	0,9	2	1,2	5,7	3	7,8	2,5	6,1	2,4
Cauca, Pto. Valdivia, ANT	793	343	230	315	634	273	983	403	1232	366	1179	334	874	247	803	266	770	247	1188	296	1428	457	1073	368
Cauca, La Pintada, ANT	513	279	393	231	373	155	632	295	824	263	680	196	411	90	322	69	305	71	691	257	901	246	724	231

Río, Estación, DEP	Ene		Feb		Mar		Abr		May		Jun		Jul		Ago		Sep		Oct		Nov		Dic	
Prado, Boquerón, TOL	42,9	23,7	37,6	19,3	38,9	19	51,7	16,4	49,6	13,4	49,3	25,9	41,6	30,1	29,3	19	22,7	12,3	44	37	81,2	58,3	51,8	22
Luisa, Pavo Real, TOL	2,9	1	2,8	0,9	3,1	1	4,6	2,3	5,5	2,8	5	2,1	2,9	0,7	2,8	0,8	3	1,8	4,7	2,7	5,1	2,5	3,8	1,5
Magdalena, P. Stder, HUI	283,7	127,8	266	118,4	284,4	98,4	426	166,3	483,3	124,8	605,1	139,3	723,6	234,8	559,2	105,7	419,8	120,2	491	192	522,1	79,7	424,3	88,6
Magdalena, P/fcación, TOL	419,8	209,7	395,3	192,8	400	132,9	696,3	259,6	731,2	228,5	825,3	219,6	946,1	333,5	674,3	107,2	510,5	123,1	755,9	304,8	914,1	259,3	230,2	147,7
Magdalena, A/plumas,CUN	793	255	728	264	771	215	1281	429	1469	353	1405	292	1374	338	1098	115	883	138	1375	468	1684	422	1151	240
Magdalena, P. Berrío, ANT	1491	305	1289	433	1407	310	2311	641	2788	580	2361	411	1996	350	1824	263	1730	177	2736	614	3221	645	2253	389
Z. Andina, Oriente																								
Pamplona, Aguas Claras, N.SAN	7,7	4,1	5,7	2,4	5,8	2,8	20,7	21	14,8	6	21,1	10,3	14,1	5,7	10,7	3,3	11,4	6,7	36,7	21,6	32	18	21,2	14,2
Sogamoso, El Tablazo, SAN	148	57,3	131,3	67	150	53,9	404,9	214,9	581,7	152,6	495,1	111	342,8	105,8	334,1	99,2	367,9	101	739,1	273,8	719	203,3	291,5	74,3
Lebrija, Café Madrid, SAN	12,9	4,8	11,7	6,1	10,9	3,4	15,3	7,8	16,3	5,1	25,8	9,1	15,4	2,5	13,3	2,4	14,3	3,2	24,8	8,8	22,7	10,2	14,6	4,9
Sumapaz,El Profundo, CUN	5,1	3,4	5	4	5,9	2,5	15,9	11,4	18,2	6,7	19,6	8,4	21,2	7,5	14,6	3,5	10,3	3,3	30,8	16,1	29,1	12,2	12	4
Negro, P. Colorados, CUN	59,9	29,1	62,9	44,9	57,4	27,7	110,5	89,7	100,9	46,8	50,5	26,5	27,3	26,9	27,8	27,8	28,9	21,7	92,8	50,3	133,3	52,9	83,7	28,6
Chivor, Ubalá, CUN	0,8	0,3	1	0,7	1,3	0,8	2,6	1,1	4,4	1,5	8,7	4,3	10,4	3	6,7	1,7	4,3	1,9	2,6	0,8	2	0,8	1,4	0,5

Río, Estación, DEP	Ene		Feb		Mar		Abr		May		Jun		Jul		Ago		Sep		Oct		Nov		Dic	
Guavio, Chusneque, CUN	6,9	3,3	7,7	5,4	8,3	5	21,4	10,7	32	10,4	54,6	22,3	73,2	24,3	48,4	13	31	6,1	30	11,5	22,7	5,2	13,1	4,3
Iza, La Vega , BOY	0,15	0,11	0,19	0,15	0,18	0,14	0,36	0,51	0,71	0,59	1	0,49	0,92	0,53	0,83	0,46	0,49	0,23	0,99	0,5	1,14	0,76	0,34	0,23
Costa del Caribe																								
Ranchería, El Cercado, GUA	6,4	6,1	3,9	1,7	3,1	0,8	7	4,7	9	4,9	11,5	3,6	5,9	1,3	6,1	3,3	8,3	5,2	14,5	6,4	15,2	12,1	7,7	4,1
Garupal, Cantaclaro, CES	0,5	0,2	0,2	0,1	0,4	0,1	0,9	1	2,1	1,9	1,9	1,5	0,6	0,3	1	1,1	1,2	0,7	3,3	2,1	2,6	1,6	1	0,7
Cesar, P.Salguero, CES	9,5	16,5	3,7	4,1	3,2	2,7	16,1	20,5	40,5	27,1	63,7	42,5	16,9	11,3	22,2	15,4	31,9	17,9	85,5	51,3	67,6	59,2	21,8	22,3
Ariguaní, La Aurora, MAG	10,1	2,7	9,1	1,8	10,3	4,4	13,2	4,6	18	5,9	19,1	4,3	13,6	3,6	14,5	3,6	17,5	4,2	25,9	9,8	24,1	7,9	15,1	5
Sinú, Urrá, COR	159,9	78,6	113,2	45,9	87,1	33,4	207,2	97	383,5	119,5	483,1	173,8	458,9	123,4	423,3	127,3	396	70	434,2	83,6	356	68	247,1	68,4
Guavio, Chusneque, CUN	6,9	3,3	7,7	5,4	8,3	5	21,4	10,7	32	10,4	54,6	22,3	73,2	24,3	48,4	13	31	6,1	30	11,5	22,7	5,2	13,1	
Iza, La Vega , BOY	0,15	0,11	0,19	0,15	0,18	0,14	0,36	0,51	0,71	0,59	1	0,49	0,92	0,53	0,83	0,46	0,49	0,23	0,99	0,5	1,14	0,76	0,34	
Costa del Caribe																								
Ranchería, El Cercado, GUA	6,4	6,1	3,9	1,7	3,1	0,8	7	4,7	9	4,9	11,5	3,6	5,9	1,3	6,1	3,3	8,3	5,2	14,5	6,4	15,2	12,1	7,7	
Garupal, Cantaclaro, CES	0,5	0,2	0,2	0,1	0,4	0,1	0,9	1	2,1	1,9	1,9	1,5	0,6	0,3	1	1,1	1,2	0,7	3,3	2,1	2,6	1,6	1	

Río, Estación, DEP	Ene		Feb		Mar		Abr		May		Jun		Jul		Ago		Sep		Oct		Nov		Dic
Cesar, P.Salguero, CES	9,5	16,5	3,7	4,1	3,2	2,7	16,1	20,5	40,5	27,1	63,7	42,5	16,9	11,3	22,2	15,4	31,9	17,9	85,5	51,3	67,6	59,2	21,8
Ariguaní, La Aurora, MAG	10,1	2,7	9,1	1,8	10,3	4,4	13,2	4,6	18	5,9	19,1	4,3	13,6	3,6	14,5	3,6	17,5	4,2	25,9	9,8	24,1	7,9	15,1
Sinú, Urrá, COR	159,9	78,6	113,2	45,9	87,1	33,4	207,2	97	383,5	119,5	483,1	173,8	458,9	123,4	423,3	127,3	396	70	434,2	83,6	356	68	247,1

Tabla 3.14 Valores estimados de la media (μ) y la desviación típica (σ) mensuales para los años de La Niña (m^3/s)

Río, Estación, DEP	Ene		Feb		Mar		Abr		May		Jun		Jul		Ago		Sep		Oct		Nov		Dic		
	μ	σ																							
Z. Andina, Occidental																									
Nare, Santa Rita, ANT	47,4	9,9	39,1	8,8	39,2	9,8	53,5	15,9	72,8	19,2	57,8	11,6	61,2	19,9	69,4	22,8	82,9	19,1	78,4	12,8	82,1	21,6	62,4	15,4	
Riogrande, RG-8, ANT	34,1	8,8	30,8	10,5	32,9	12,8	38,2	8,9	50,7	15,2	40,2	9,4	40,2	13,6	43,9	14,1	52,5	7,5	55,5	10,6	57,7	10,7	44	10,8	
Guadalupe, Troneras, ANT	16,8	3,9	14,4	4,3	15,7	5,1	20,4	4,7	28,8	6,2	28,2	7,3	30,8	6,9	32,4	8,4	32,2	4,7	33,1	6,9	28,4	4,3	20,8	3,8	
Sonsón, Sonsón, ANT	3,2	0,8	2,8	0,7	2,5	0,7	3,1	0,7	3,9	0,4	4,6	3	3,1	1,2	3,5	1,5	4,4	2,3	4,4	2	4,4	1,6	3,9	1	
Tenche, TC-3 ANT	3,3	0,7	2,9	0,8	3,2	1	3,8	0,6	5,5	1,1	4,7	1,1	5,1	1,3	5,9	2	6,4	1,2	6,3	1,6	5,8	1,3	3,8	1	
Nechí, La Esperanza, ANT	235,3	138	512,4	63,6	560,6	1235	233,1	140,4	1031	207,2	926,4	77,8	1005	198,4	1127	1235	1351	243,6	1243	329,6	1382	293	991,8	347,5	
Chinchiná, El Retiro, CAL	33,7	11,7	32,3	10,6	41,4	22,5	37,6	9,9	48,2	11,4	22,9	10,4	28,6	11,6	31,5	10,2	49,3	20,1	54,1	15,8	52,9	3,3	44,1	17,3	
Otún, Bananera, RIS	15,8	3,2	16,5	4,1	18,8	5,3	17,3	5,5	16	2,7	13	1,6	11,5	4,8	9,7	3,1	12,7	4,4	17,9	4,7	22,5	5,9	20,3	8,8	
La Vieja, Cartago, VAL	139	44	144,3	86	1236	100	166,8	78,3	173,4	90,5	95,6	25,8	80,5	34,3	63,2	18	75,8	34,1	122,2	26,7	209,5	51,6	194,2	67,2	
Jamundí, Potrerito, VAL	6,5	2,3	8,4	4,4	8,3	4,3	7,5	2,3	8,4	3	6,3	1,9	3,7	2,5	2,8	1,9	4,7	4,4	8,1	3,7	13,2	3,9	8,7	2,6	
Cauca, Pto. Valdivia, ANT	1417	240	1242	396	1308	558	1339	515	1647	420	1460	526	1315	445	1223	303	1505	256	1689	75	2076	113	1840	370	
Cauca, La Pintada, ANT	1186	222	1115	353	1178	533	1102	516	1192	368	868	313	735	306	612	162	830	260	1073	85	1625	104	1504	446	

Río, Estación, DEP	Ene		Feb		Mar		Abr		May		Jun		Jul		Ago		Sep		Oct		Nov		Dic	
Saldaña, P. Cobre, TOL	292,7	42,2	274,5	64,5	375,6	81,4	512,1	245	540,9	93,2	412,5	94,1	341	59,7	309	31	321,4	78,4	432,4	160,1	503,9	118,3	409,7	100,4
Prado, Boquerón, TOL	73,7	35,9	85	73,1	97,5	51,9	90,4	25,5	93,7	31,9	41,7	13,4	33,4	16,5	35,2	20,3	35,8	20,8	48,7	19	77,3	28	98	51,8
Luisa, Pavo Real, TOL	5,5	1,24	5,17	2,06	6,42	2,7	6,92	3,39	7,98	3,8	5,95	2,56	6,21	4,2	5,27	2,41	6,08	3,18	8,07	4,7	10,8	5,06	9,33	5,13
Magdalena, P. Sder, HUI	436,9	125	437,8	199,5	526,8	181,9	606	113	670,7	109,3	619,8	150	230,3	115,5	556,2	58,2	472,2	92,1	443,6	118,9	607,3	134,9	522,5	144,7
Magdalena, P/fcación, TOL	768	271,6	723,7	381,9	925,6	360,4	1069	274,3	1102	214	885,2	226,1	873,7	126,4	728,7	102,6	236..2	114,7	728,5	208,3	1158	278	1020	289,3
Magdalena, Arrancaplumas, CUN	1259	240	1302	602	1632	495	1907	434	2196	476	1537	244	1531	231	1354	156	1314	267	1678	418	2142	384	1759	549
Magdalena, P. Berrío, ANT	2407	532	2230	811	2673	773	3223	696	3734	773	2817	353	2572	323	2484	327	2743	667	3509	231	4058	611	3166	721
Z. Andina, Oriente																								
Pamplona, Aguas Claras, N.SAN	33	7,9	32,6	14,9	50,3	18,5	44,5	13,4	43,5	22,5	14	7	12,4	5,6	11,7	5,4	34,3	13,5	49,7	9,6	84,1	31,7	83,7	56,4

Río, Estación, DEP	Ene		Feb		Mar		Abr		May		Jun		Jul		Ago		Sep		Oct		Nov		Dic	
	248,9	87,2	140	37,7	164,3	100	238,2	90,6	430,5	122,9	436,1	106,4	542,6	82	5231	98	443,3	102,6	492,6	82,9	473,7	132,7	321,7	131,3

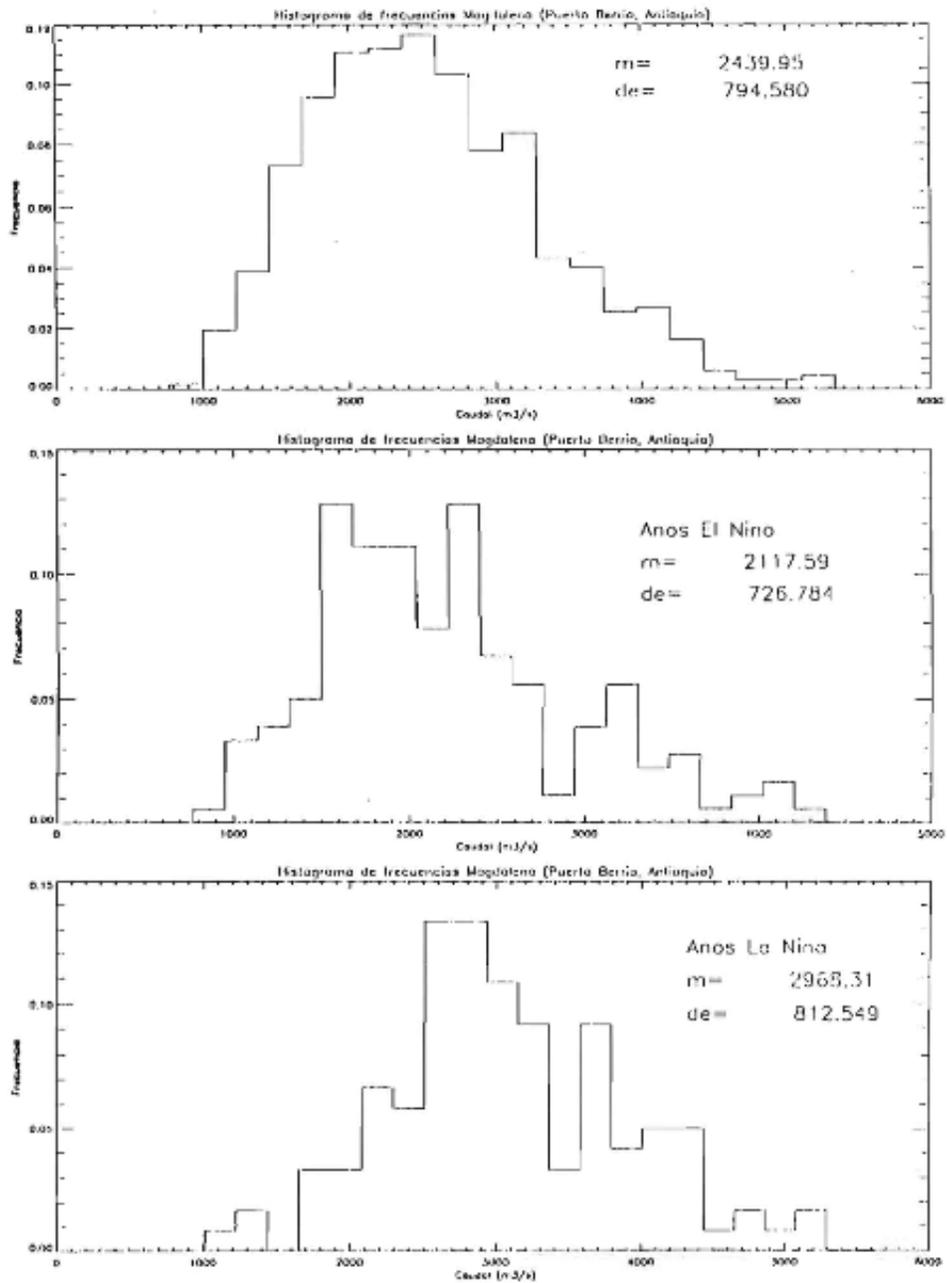


Figura 3.23.1 (a). Histogramas de frecuencias de caudales medios mensuales para el río Magdalena (Puerto Berrío, Antioquia), para el registro total y para los años de El Niño y La Niña.

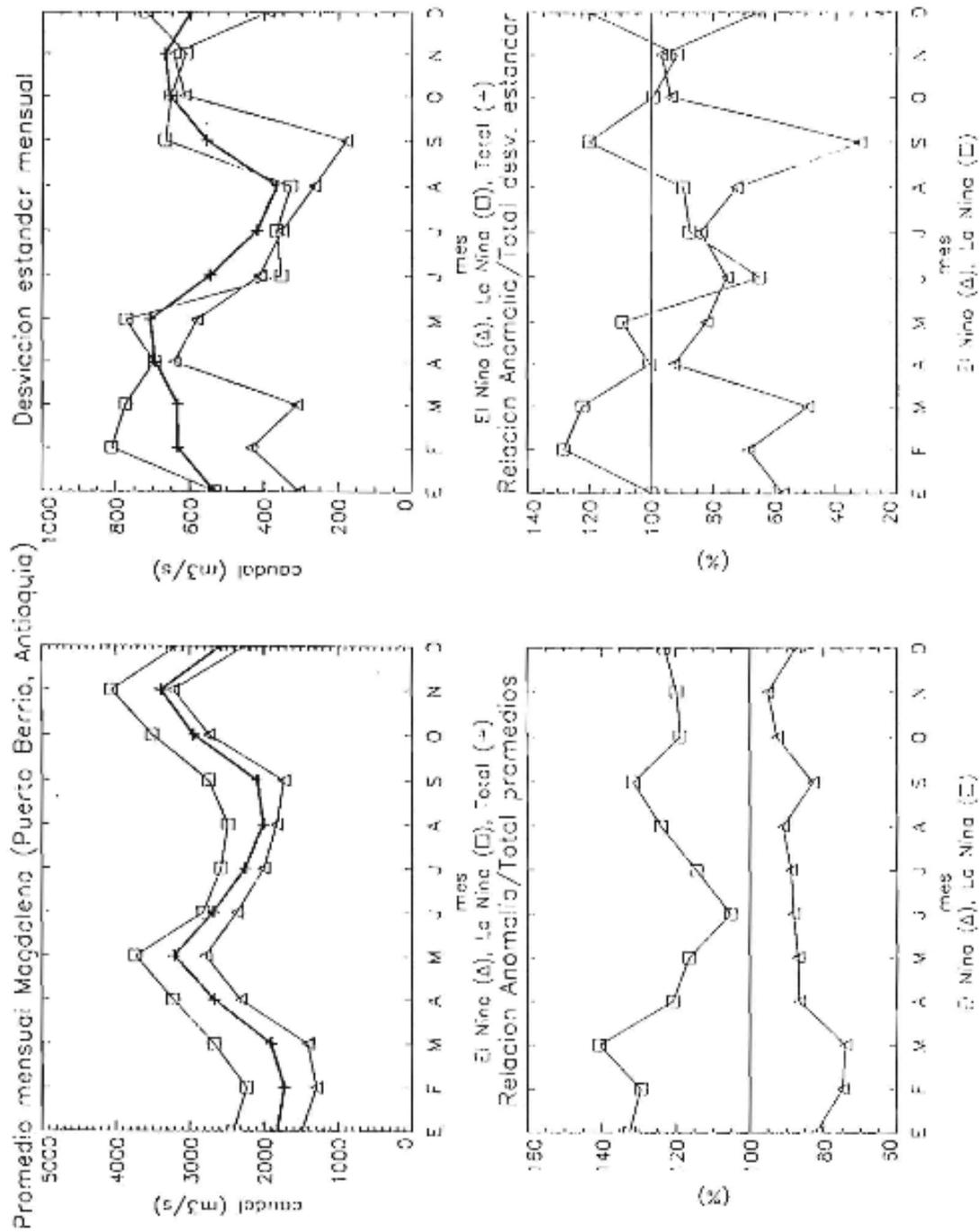


Figura 3.23.1 (b). Ciclo anual de la media y de la desviación típica de los caudales mensuales del río Magdalena (Puerto Berrio, Antioquia) para el registro total (+), para los años de El Niño (Δ) y para los años de La Niña (□). En los gráficos inferiores se muestran los valores mensuales de la relación [caudal durante anomalía / caudal medio multi-anual], en porcentaje, para la media y para la desviación típica, respectivamente.

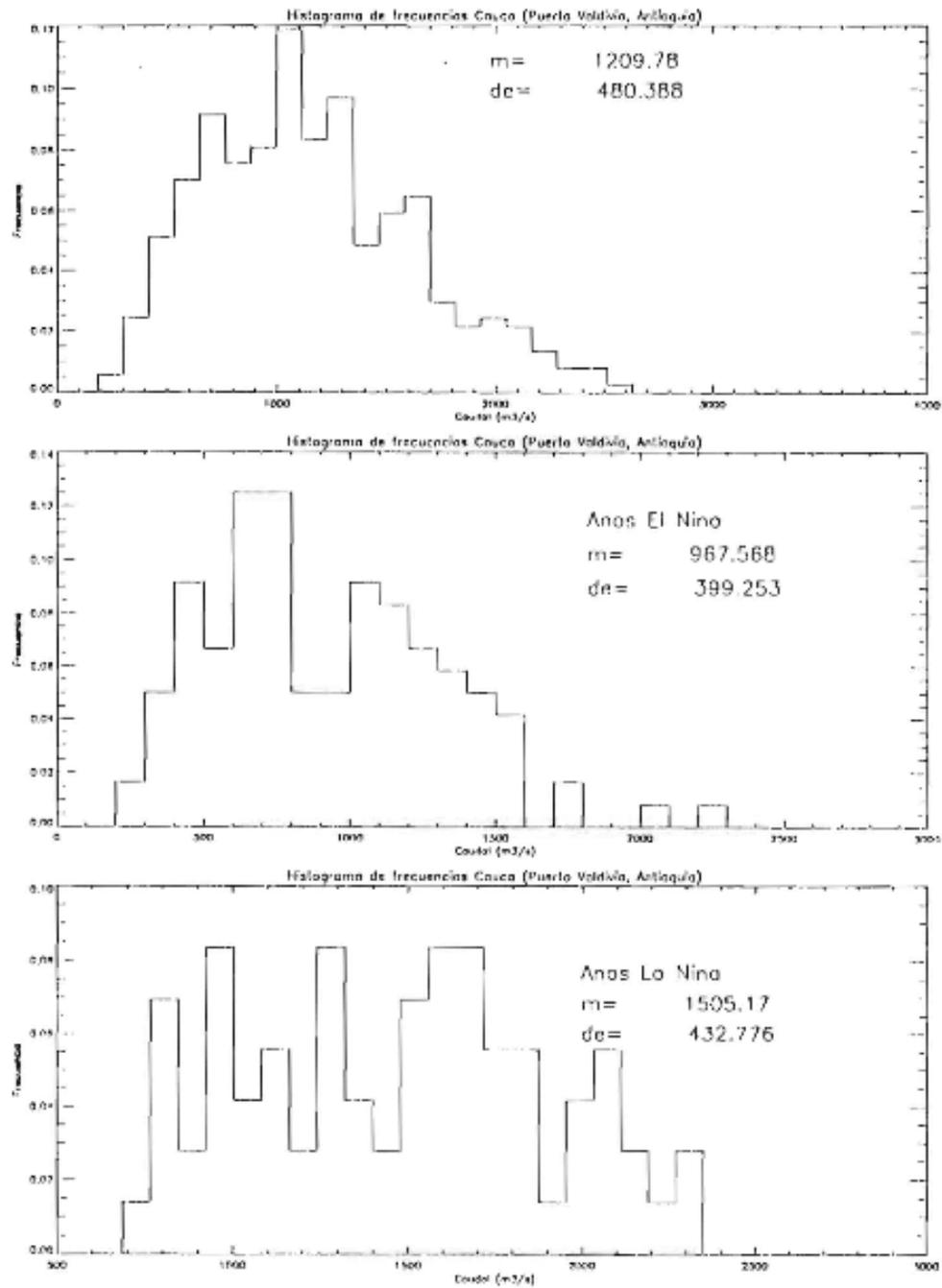


Figura 3.23.2 (a). Histogramas de frecuencias de caudales medios mensuales para el río Cauca (Puerto Valdivia, Antioquia), para el registro total y para los años de El Niño y La Niña.

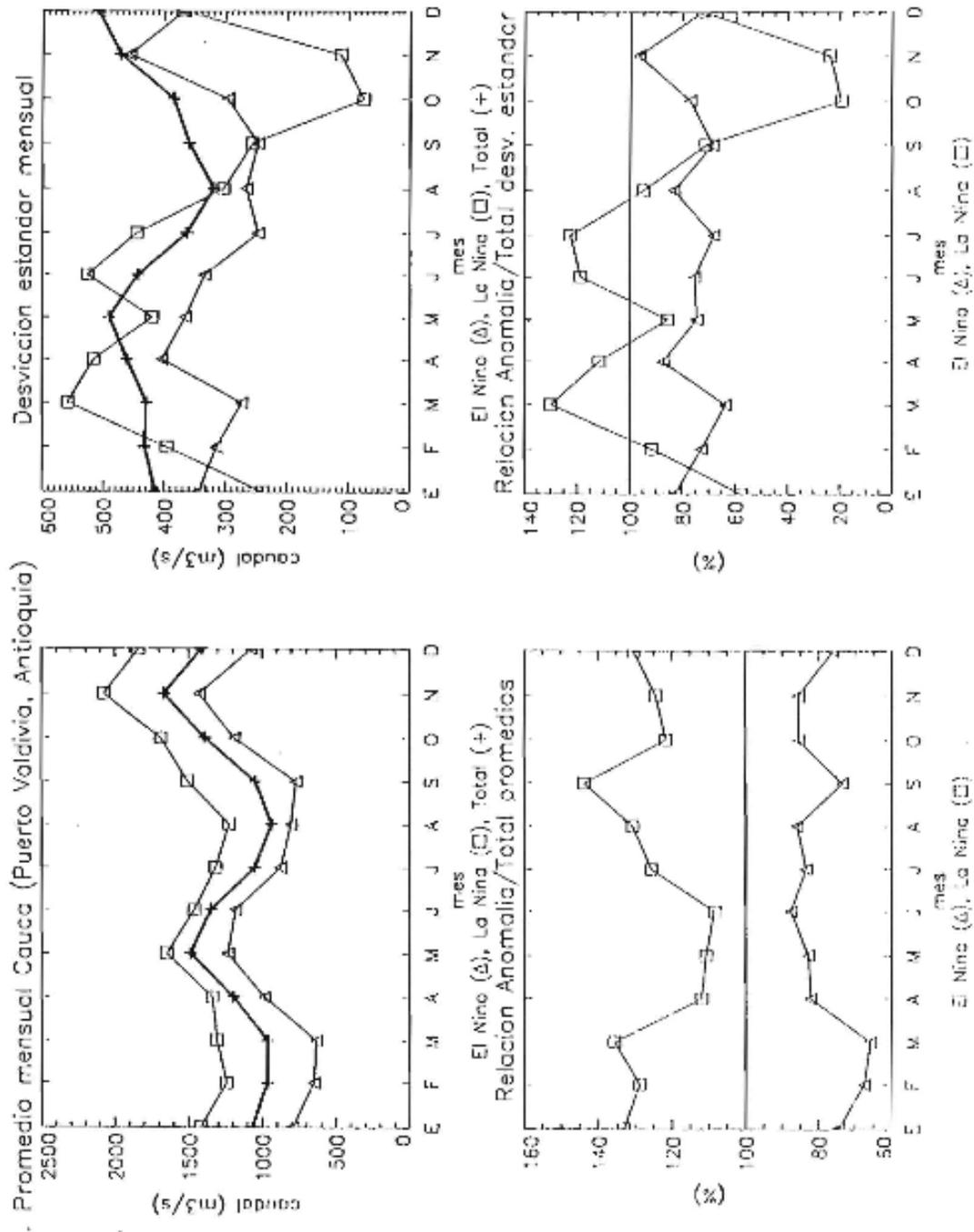


Figura 3.23.2 b). Ciclo anual de la media y de la desviación típica de los caudales mensuales del río Cauca (Puerto Volcivia, Antioquia) para el registro total (+), para los años de El Niño (Δ) y para los años de La Niña (□). En los gráficos inferiores se muestran los valores mensuales de la relación [caudal durante anomalía / caudal medio multianual], en porcentaje, para la media y para la desviación típica, respectivamente.

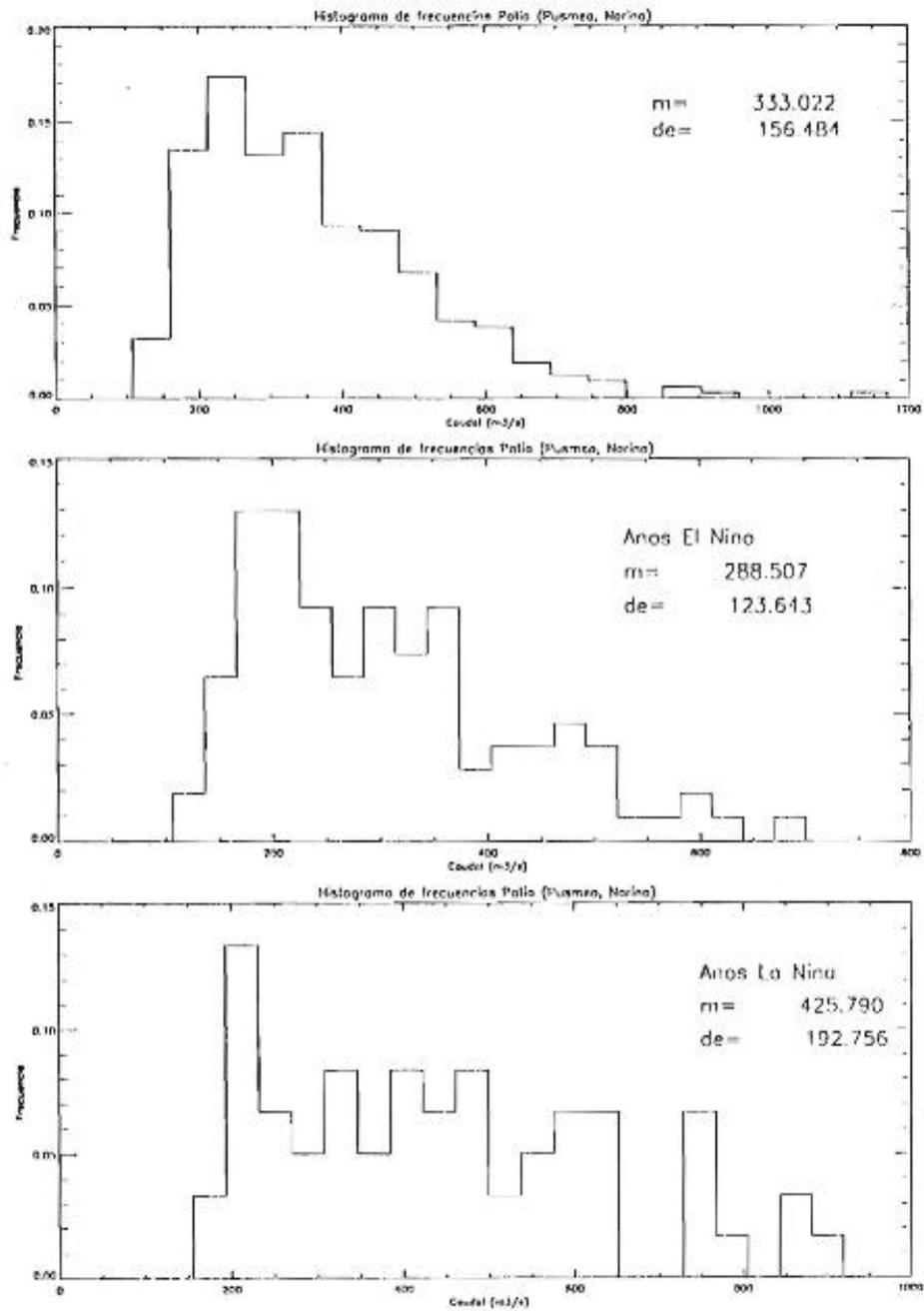


Figura 3.23.3 (a). Histogramas de frecuencias de caudales medios mensuales para el río Patía (Puente Pusmeo, Nariño), para el registro total y para los años de El Niño y La Niña.

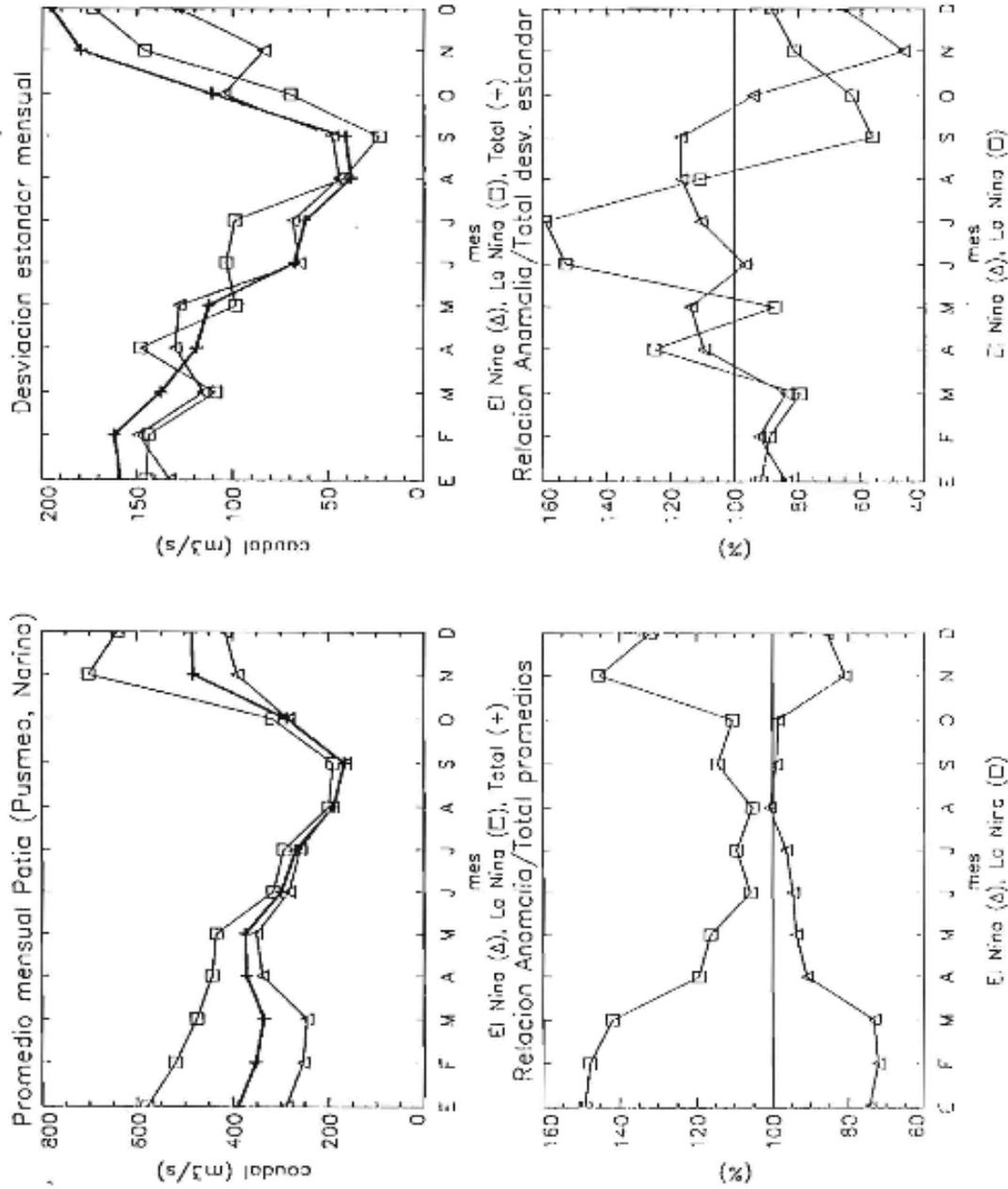


Figura 3.2.3.1 (b). Ciclo anual de la media y de la desviación típica de los caudales mensuales del río Patía (Puente Pusmeo, Narino) para el registro total (+), para los años de El Niño (Δ) y para los años de La Niña (□). En los gráficos inferiores se muestran los valores mensuales de la relación [caudal durante anomalía / caudal medio multianual], en porcentaje, para la media y para la desviación típica, respectivamente.

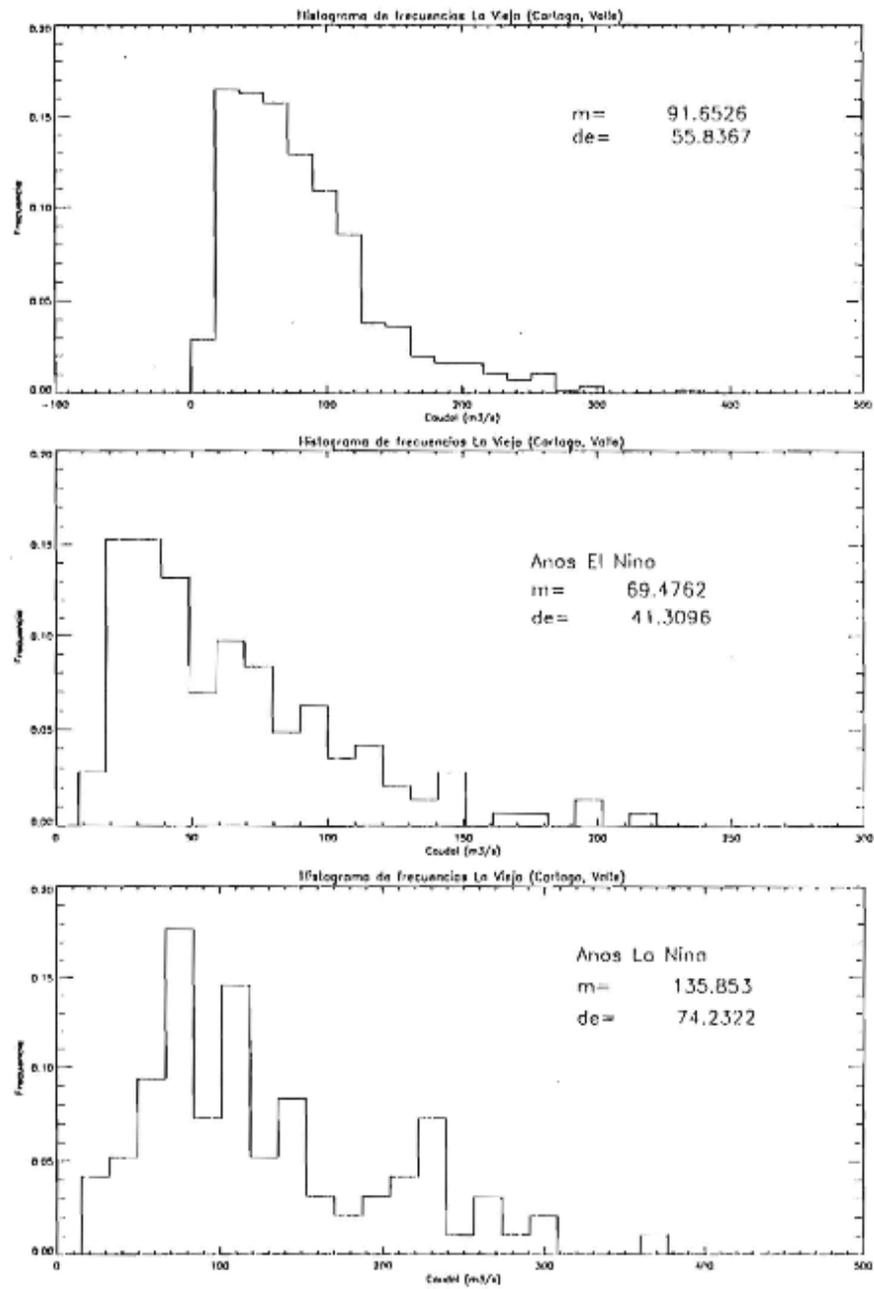


Figura 3.23.4 (a). Histogramas de frecuencias de caudales medios mensuales para el río La Vieja (Cartago, Valle), para el registro total y para los años de El Niño y La Niña.

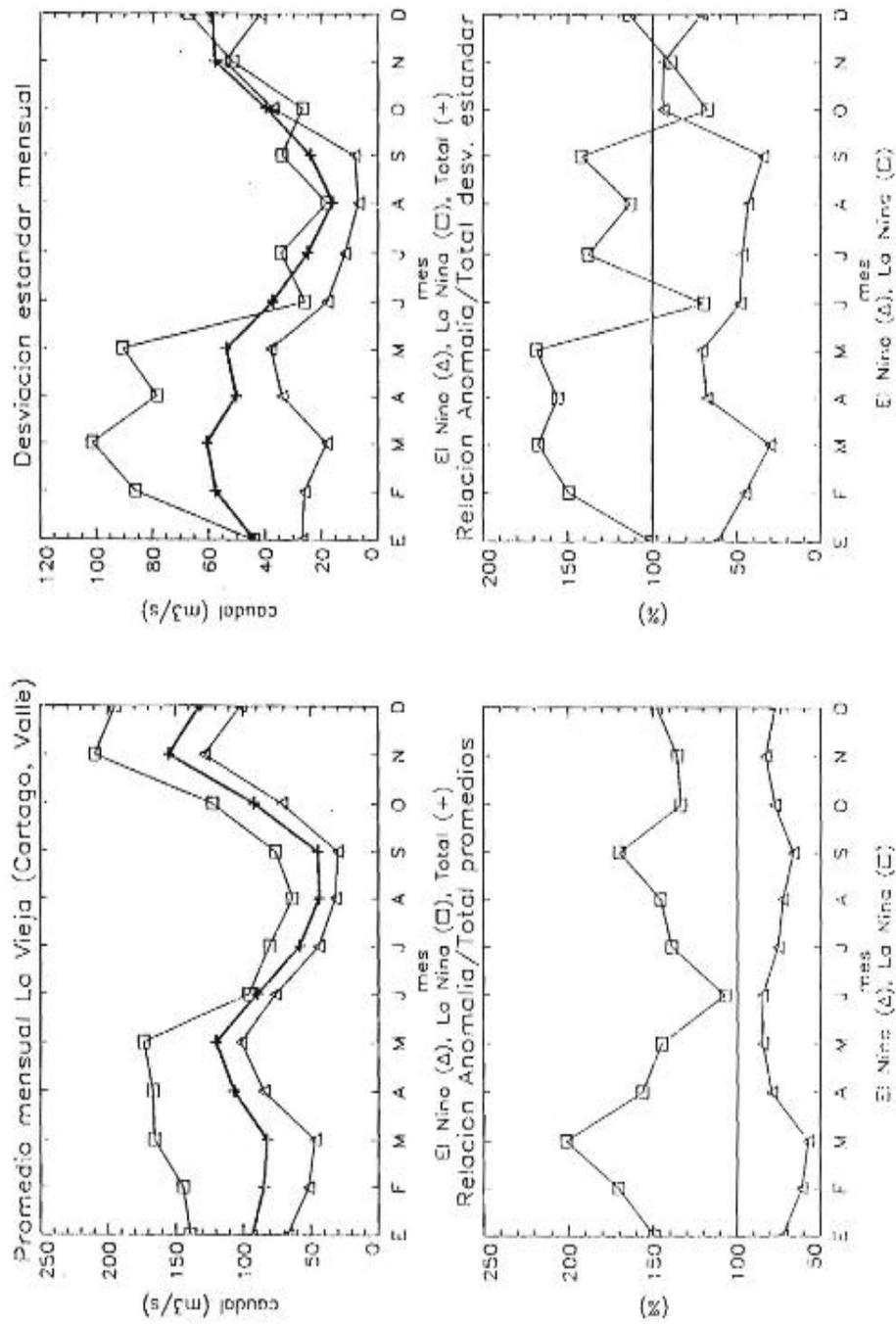


Figura 3.23.4(b). Ciclo anual de la media y de la desviación típica de los caudales mensuales del río La Vieja (Cartago, Valle) para el registro total (+), para los años de El Niño (Δ) y para los años de La Niña (□). En los gráficos inferiores se muestran los valores mensuales de la relación [caudal durante anomalía / caudal medio multianual], en porcentaje, para la media y para la desviación típica, respectivamente.

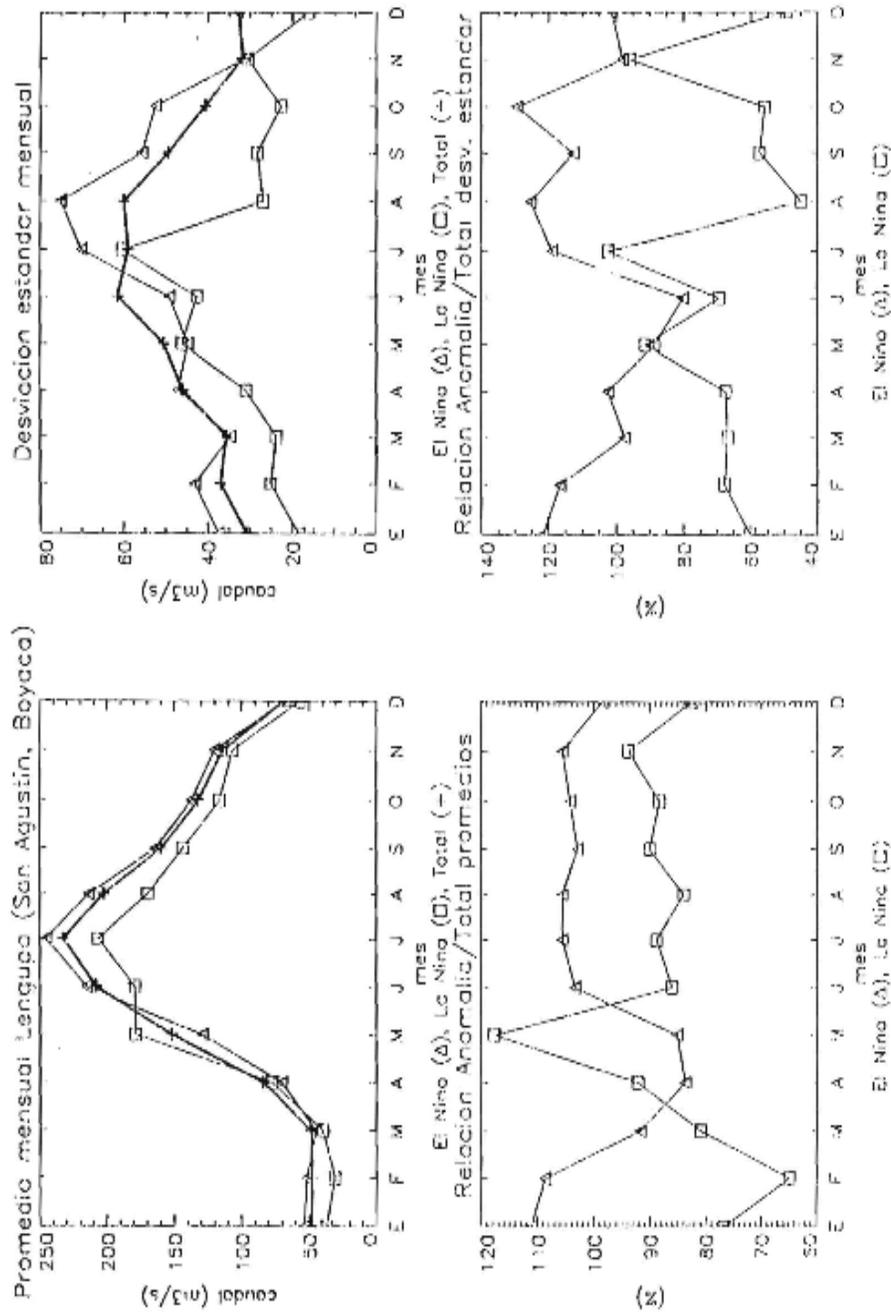


Figura 3.23.53 (b). Ciclo anual de la media y de la desviación típica de los caudales mensuales del río Lengupá (San Agustín, Boyacá) para el registro total (+), para los años de El Niño (Δ) y para los años de La Niña (□). En los gráficos inferiores se muestran los valores mensuales de la relación [caudal durante anomalía / caudal medio multianual], en porcentaje, para la media y para la desviación típica, respectivamente.

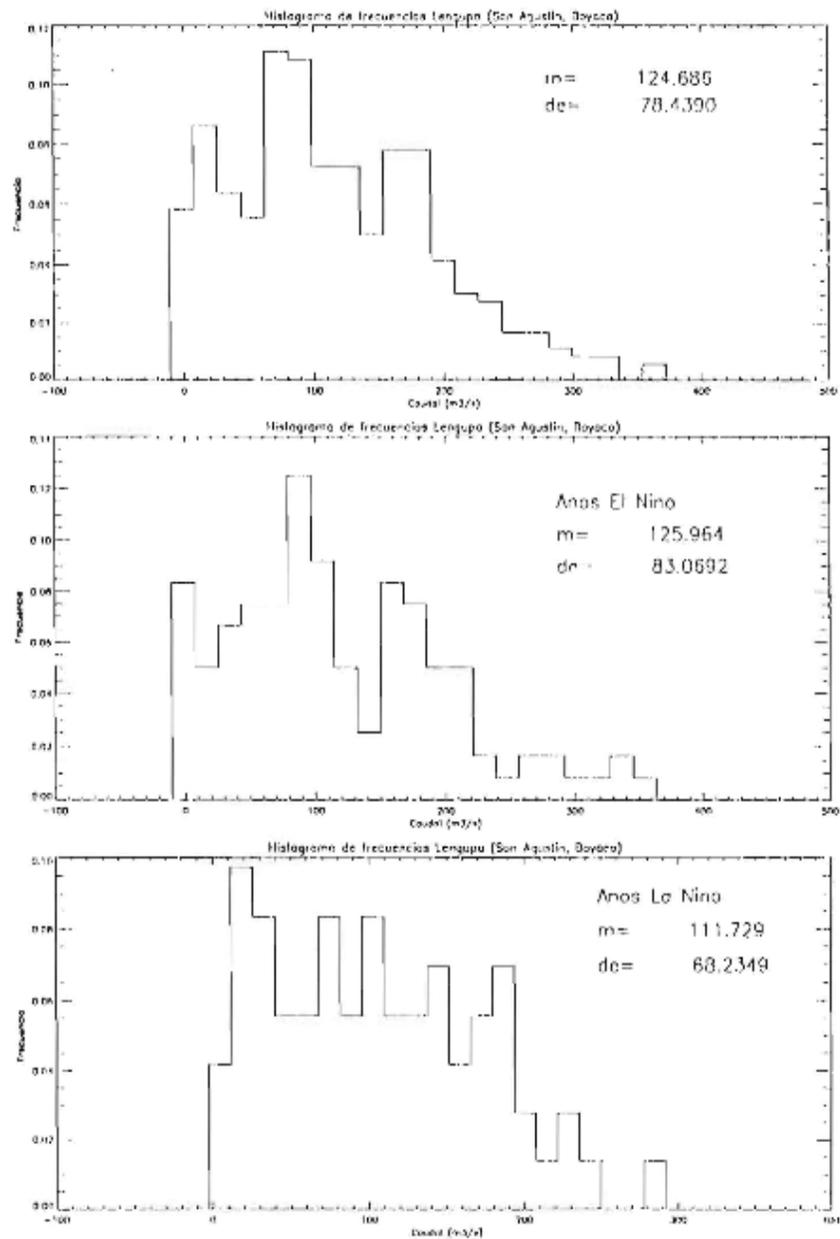


Figura 3.23.5 (a). Histogramas de frecuencias de caudales medios mensuales para el río Lengupá (San Agustín, Boyacá) , para el registro total y para los años de El Niño y La Niña.

4. DIAGNÓSTICO Y PREDICCIÓN HIDROLÓGICA MEDIANTE MODELACIÓN LINEAL INVERSA

En el capítulo 2 se presenta un cuadro del diagnóstico sobre los mecanismos físicos asociados con ambas fases del ENSO, sobre Colombia y el trópico de América del Sur. En el capítulo 3 se cuantifica la dependencia espacio-temporal de la hidrología de Colombia con respecto a los fenómenos océano-atmósfera que se suceden en el Pacífico. En este capítulo se presenta el método de Modelación Lineal Inversa (MLI, *Penland, 1989; Penland y Magorian, 1993; Penland y Matrosova, 1994 y Penland y Sardeshmukh, 1995*), con el propósito de profundizar en el diagnóstico de los mecanismos oceánicos y atmosféricos asociados con las anomalías hidro-climáticas en Colombia cuando ocurre el ENSO, y de paso utilizar la capacidad de predicción del método de MLI para el pronóstico de anomalías de caudales de ríos de Colombia. Aplicaciones de este tipo de modelo en geofísica han sido presentadas por *Penland y Ghil (1993), DelSole y Farrell (1996) y Newman et al (1997)*. Los resultados de la aplicación de esta metodología se consignan periódicamente en documentos de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) de Estados Unidos, tales como el *Forecast Bulletin* y el *Climate Diagnosis Bulletin*. También se encuentran disponibles en Internet en <http://www.nic.fb4.noaa.gov/>.

A continuación se describe la metodología de MLI y se usa su capacidad para identificar un sistema lineal y la posible fuente de no-linealidad, así como para la predicción de anomalías de caudales medios mensuales en algunos ríos del departamento de Antioquia, Colombia, los cuales alimentan importantes embalses utilizados para la generación de energía eléctrica. Para efectos de la estimación de los parámetros del modelo se usa la información histórica tanto de las hidrologías de los ríos considerados, como de las temperaturas superficiales del Océano Pacífico. En el numeral 4.1 se describen los datos utilizados, en el numeral 4.2 se presentan los aspectos matemáticos de MLI y se da el procedimiento de estimación para el caso bajo estudio. En el numeral 4.3 se presentan los resultados del diagnóstico de linealidad y en el numeral 4.4 se presenta la utilización del método para pronóstico de caudales.

4.1 DATOS EMPLEADOS

La estimación de los parámetros del modelo MLI se efectuó con la siguiente información histórica. Para los caudales se usaron datos medios mensuales en 50 estaciones en ríos de Colombia. Se trabajó con anomalías estandarizadas para el período enero 1959-octubre 1990. Para las temperaturas del Océano Pacífico se usaron los datos mensuales de COADS (*Slutz et al.*, 1985) actualizados hasta 1990, y promediados en una malla de 4° de latitud por 10° de longitud entre las coordenadas 29°N-29°S y 30°E-80°O, para un total de 342 sitios con registros de temperaturas, cubriendo el período enero 1959- octubre 1990.

4.2 EL MODELO LINEAL INVERSO

La metodología de MLI consiste representar la evolución temporal de un sistema mediante un modelo estocástico lineal, autoregresivo, multivariado. El uso de modelos de este tipo para predicción de caudales medios mensuales no es nuevo en hidrología (p. ej., los modelos de *Thomas y Fiering*, 1962, para el caso univariado y de *Matalas*, 1967, para el caso multivariado). Sin embargo, la metodología de MLI impone una restricción muy fuerte en el sistema dinámico: se supone que el sistema es lineal y forzado por ruido blanco. La ventaja de hacer tal suposición es que si es válida, es posible obtener no solamente una descripción de la dinámica determinística, sino también de las propiedades geográficas de la fuerza estocástica. Por supuesto, es importante verificar que tal suposición es válida, y el método ofrece una manera de hacerlo. El método de MLI también se conoce con el nombre de Patrones Principales de Oscilación, el cual ha sido usado por *Hasselmann* (1988) y por *Von Storch et al.* (1989).

4.2.1 Descripción matemática

En esta sección se describe el método de MLI y se demuestra como se identifica un sistema lineal mediante diversas pruebas, la mayoría de las cuales involucran un análisis del error de predicción. El lector interesado puede consultar más detalle en las referencias de Penland y colegas dadas al comienzo.

Se parte de considerar un vector d -dimensional $x(t)$, cuya i -ésima componente $x_i(t)$ representa una anomalía (media cero) en el sitio i , en el tiempo t , y que obedece la ecuación diferencial estocástica

$$\frac{dx}{dt} = Bx + \varepsilon$$

donde B es una matriz constante y determinística, y ε es un vector de ruido blanco con matriz de covarianza Q . La i -ésima componente de ε representa una excitación aleatoria del campo en el sitio i . Las matrices B y Q se estiman a partir de los mismos datos. Formamos la matriz de covarianza del proceso x , mediante:

$$\langle xx^T \rangle,$$

donde los símbolos $\langle \cdot \rangle$, representan el promedio sobre todas las realizaciones. La función de Green G , definida como

$$G(\tau) = \langle x(t+\tau)x^T \rangle A^{-1},$$

se usa para encontrar el más probable estado del campo aleatorio en el tiempo $t+\tau$, dado $x(t)$:

$$\hat{x}(t+\tau) = G(\tau)x(t).$$

Hasta aquí no hemos utilizado la suposición que $x(t)$ obedece la ecuación (4.1). Desde (4.2) hasta (4.4) no hemos hecho más que describir el método de predicción de un modelo markoviano en el espacio continuo. Ahora, si la ecuación (4.1) es válida, es posible identificar a $G(\tau)$ con la dinámica determinística:

$$G(\tau) = \exp(B\tau)$$

En este caso, no se requiere calcular la ecuación (4.3) para cada rezago τ . Una vez que se ha calculado $G(\tau_0)$ usando algún rezago τ_0 , la descomposición espectral proporciona la función de Green para cualquier otro valor de τ . La estimación de $G(\tau)$ se efectúa a partir del análisis de vectores y valores propios, como se muestra a continuación. Se obtienen los vectores propios $\{u_\alpha\}$ y los valores propios $\{g_\alpha\}$ de $G(\tau_0)$, que ha sido estimada a partir de los datos usando la ecuación (4.3), de tal forma que

$$G(\tau_0)u_\alpha = u_\alpha g_\alpha(\tau_0)$$

Si el sistema es lineal, los vectores propios de $G(\tau_0)$ son iguales a los vectores propios de B , y quiere decir que son los modos normales de la dinámica determinística. Por tal razón, los vectores propios $\{u_\alpha\}$ se denominan modos empíricos normales. En forma similar, los valores propios $\{g_\alpha\}$ del sistema lineal tienen relación con los valores propios $\{\beta_\alpha\}$ de :

$$g_\alpha(\tau_0) = \exp(\beta_\alpha \tau_0)$$

de los cuales se puede obtener los valores propios $\{\beta_\alpha\}$. Un valor propio β_α puede ser real, en cuyo caso el correspondiente modo normal también es real e indica una estructura que decae en forma exponencial, o puede ser uno de un par de complejos conjugados, en cuyo caso los correspondientes modos normales también serán complejos, indicando una onda estacionaria o viajera que decae en forma exponencial como los modos reales.

Las matrices transpuestas $G^T(\tau_0)$ y B^T tienen los mismos valores propios que las matrices $G(\tau_0)$ y B , pero diferentes vectores propios $\{v_\alpha\}$. Si u y v son las matrices de estos vectores propios (la i -ésima columna de cada uno de ellos es u_α y v_α , respectivamente), entonces u y v forman una base bi-ortogonal, es decir:

$$uv^T = u^T v = I$$

en donde I es la matriz identidad. Luego se construyen las descomposiciones espectrales de $G(\tau_0)$ y B , que son, respectivamente:

$$G(\tau_0) = \sum_{\alpha=1}^d u_\alpha g_\alpha(\tau_0) v_\alpha^T.$$

Dado que los valores propios $\{g_\alpha\}$ tienen una forma exponencial (ecuación 4.7), es posible obtener la función de Green para cualquier rezago τ por medio de su descomposición

$$G(\tau) = \sum_{\alpha=1}^d u_\alpha \{g_\alpha(\tau_0)\}^{\tau/\tau_0} v_\alpha^T.$$

espectral:

Si el sistema representado por los datos está regido por una dinámica lineal, como supone este método, la expresión (4.11) será independiente de τ_0 . Esta propiedad proporciona una prueba para verificar la existencia de una dinámica lineal en el fenómeno estudiado, ya que una dinámica no lineal arrojará valores diferentes de $G(\tau)$ para valores diferentes de τ_0 .

Una vez que se genera la matriz B a partir de los datos (ecuación 4.10), la matriz de covarianza Q se obtiene a partir de

$$B\langle x(t)x^T(t) \rangle + \langle x(t)x^T(t) \rangle B^T + Q = 0$$

A la ecuación (4.12) se le conoce en la literatura de sistemas dinámicos estocásticos como una “relación de fluctuación-disipación” (RFD). Ya hemos visto que el sistema decae según los valores propios de B , así que es posible pensar que B dirige la disipación de x . Por consiguiente, para mantener la estructura estacionaria de $\langle x(t)x^T(t) \rangle$, es necesario contar con una determinada magnitud y estructura geográfica del forzamiento estocástico, las cuales se describen en Q . Para lograr un estado estadísticamente estacionario, la tendencia de decaimiento general de las anomalías de TSM debe ser balanceada por el forzamiento estocástico. La única suposición para ir de la ecuación (4.1) a la ecuación (4.12) es que la matriz B es estable. También es necesario anotar que para que la ecuación (4.12) sea válida, la matriz Q debe ser simétrica pero no necesariamente diagonal, lo que quiere decir que el vector ε es blanco (no correlacionado) en el tiempo pero no necesariamente blanco en el espacio. La relación de fluctuación-disipación relaciona la matriz de covarianza Q del vector ε (forzamientos estocásticos) con la matriz de covarianza A (ecuación 4.2) del vector de estado x . La RFD puede ser usada “hacia adelante” para deducir A dada la matriz Q , y “hacia atrás” para estimar Q dado A . Nótese que si se estima Q mediante esta última metodología se garantiza que sea simétrica pero no definida positivamente, lo cual es obligatorio para que tenga un significado físico. Los vectores propios de Q pueden interpretarse como patrones dominantes o funciones ortogonales empíricas del ruido aleatorio.

4.2.2 Receta numérica para el procedimiento de predicción.

Los pasos de la aplicación de MLI a nuestro problema se enumeran a continuación.

a) Se construye la matriz de series de tiempo (enero 1959-octubre 1990) conformada por los registros de temperaturas del mar (342 sitios) más los registros de caudales (50 sitios), para un total de 392 columnas. Los valores de cada serie se estandarizan substrayendo la media mensual de cada mes en esa estación y dividiendo por la desviación típica total de la serie. Este es un procedimiento normal cuando se hace análisis de Funciones Ortogonales Empíricas (FOE) a un conjunto de variables diferentes (*Preisendorfer*, 1988, pp.40-43), y de paso se remueve el ciclo anual de las series.

b) Se efectúa el análisis de FOE y de Componentes Principales (CP), con el objeto de

reducir la dimensionalidad del problema. De aquí en adelante se trabajan la estimación de la función de Green y la predicción, en el espacio de las CP, con un número reducido de series de las primeras 30 CP's, que explican el 80% de la varianza total. Al final es posible pasar del espacio de CP al espacio geográfico mediante una sencilla transformación lineal.

- c) Se estiman las matrices de covarianza de rezagos θ y τ_0 de las series de CP seleccionadas. Se estima la función de Green, $G(\tau)$ (ecuación 4.3), y su transpuesta. Se efectúa el análisis de valores propios y vectores propios de tales matrices.
 - d) Se ordenan los vectores propios de mayor a menor tiempo de *e*-doblado. Esto se hace ya que los vectores propios con mayores tiempos de *e*-doblado son, en última instancia, las estructuras más probables en el futuro. Se normalizan los vectores propios encontrados en (c) para obtener $u^*v=$ identidad.
 - e) Se calculan las matrices: B (ecuación 4.10), $G(\tau)$ (ecuación 4.9) y Q (ecuación 4.12) y se efectúan las predicciones en el espacio de CP, usando la ecuación 4.5.
 - f) Se transforman los resultados del espacio de CP al espacio geográfico, mediante el producto matricial $PG=CP*FOE$, en donde PG es la matriz de predicciones en el espacio geográfico, CP es la matriz de predicciones en el espacio de CP y FOE es la matriz de Funciones Ortogonales Empíricas, estimada en (b).
- G) Se estima la matriz Q y se estiman sus vectores propios, mediante la ecuación (4.12). Para el pronóstico se usarán las 30 FOEs que contienen el 80% de la varianza. Debido al hecho que las FOEs conforman un conjunto completo, el índice de las FOE desempeña el papel de la localización geográfica. Por esta razón, el proyectar los datos de sobre las FOE calculadas sobre el registro total sólo constituye un leve filtro espacial y no compromete significativamente la independencia del período de verificación.

4.3 DIAGNÓSTICO

El método MLI tiene la posibilidad de ser usado como herramienta de diagnóstico en dos sentidos: (1) someter a prueba la linealidad del sistema estudiado, y (2) identificar los modos dominantes y regiones geográficas asociadas con las posibles fuentes de no

linealidad. En ese contexto se ha usado en esta aplicación.

Para verificar la hipótesis de linealidad del sistema conjunto conformado por las temperaturas del Océano Pacífico y los caudales de ríos Colombianos, se estimaron los valores de la Norma de G para valores diferentes de τ_0 . Ver los resultados en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1. Valores de la Norma de G para diferentes valores de τ_0

	τ_0 (meses)				
	1	2	3	6	9
0	57,4	40,1	32,4	23,6	21,2
1	101,4	52,5	41,2	19,6	17,2
2	122,4	50,3	42,9	16,6	13,8
3	116,2	40	38,5	14,3	10,4
4	93,8	28,9	30,9	12,4	7,4
5	68,1	20,1	22,8	10,7	5,1
6	47,1	13,9	15,6	9,4	3,4
7	33,5	9,7	9,9	8,3	2,3
8	26,3	6,9	5,9	6,5	1,1
9	22,7	4,8	3,3	6,5	1,1
10	20,5	3,2	1,7	5,8	0,78

Los resultados que se presentan en la Tabla 4.1 muestran la fuerte variación de la Norma de G para los diversos valores de τ_0 . La norma de la matriz G se calculó como $3g(i,j)^2$. Hay un crecimiento no normal en la norma de la función de Green. Tal comportamiento parece rechazar la hipótesis de linealidad del sistema Océano Pacífico-hidrología de Colombia, inherente en la ecuación (4.1), tal como era de esperarse en un sistema de variables geofísicas de tal complejidad.

El comportamiento de la matriz Q en el espacio de las EOFs y en el espacio geográfico también confirma el carácter altamente no lineal de el sistema Océano Pacífico-hidrología de Colombia. Esto se ve en los altos valores negativos que toma la matriz de varianza del ruido, Q , en el espacio de las EOFs (Figura 4.1), así como en el espacio geográfico sobre el Océano Pacífico (Figura 4.2) en especial en dos regiones: en el Pacífico oeste y en la región de la corriente de chorro de vientos superficiales del CHOCÓ! Tal como se demostró en el capítulo 2, esta corriente de chorro es muy importante para explicar muchos rasgos de la hidro-climatología de Colombia. Estos resultados evidencian que la variabilidad de la corriente del CHOCÓ es en parte responsable de los rasgos no lineales que no captura el método de MLI en la aplicación que aquí se presenta. Las regiones que presentan valores

negativos coinciden parcialmente con aquellas encontradas por *Penland* (1996, ver su figura 14), en particular durante el mes de julio en la región 180°O - 120°O , y durante el mes de enero en la región 90°O - 100°O . Esta coincidencia parcial no debe sorprender pues la linealidad de las temperaturas superficiales del mar se quiebra durante la fase más cálida de los eventos El Niño. En otros casos, El Niño es altamente lineal (*Penland*, 1996).

En la Figura 4.3 se muestran los valores de la matriz de varianzas para las estaciones de registro de caudal sobre el mapa de Colombia. Allí se observa que no hay valores negativos en el mapa de varianzas de los caudales. Esto no significa que los caudales sean lineales y que las temperaturas superficiales del mar si lo sean, sino que mediante este método no se puede decir nada sobre el carácter lineal o no lineal de los caudales. Esto se discute más adelante.

La distribución geográfica de los cuatro primeros vectores propios de la matriz de forzamiento estocástico sobre el Océano Pacífico se muestran en la Figura 4.4. El vector propio No. 1 exhibe los valores positivos más altos en las regiones del Océano Pacífico oriental y sobre el Océano Índico, así como altos valores negativos sobre la región del Golfo de México, y sobre regiones del Pacífico occidental norte y sur. El segundo vector propio de la matriz de forzamiento estocástico exhibe valores positivos más altos sobre la lengua fría del Océano Pacífico afuera de la costa Peruana, así como sobre el Pacífico occidental; y valores negativos altos sobre la región en forma de punta de lanza (ver Capítulo 3) del Océano Pacífico asociados a las zonas de ondas Rossby atmosféricas que se desatan durante la fase cálida del ENSO.

En la Figura 4.5 se presenta la distribución geográfica de los cuatro primeros vectores propios de la matriz de forzamiento estocástico sobre Colombia. En el primer vector propio se observan valores negativos altos sobre la Costa Caribe y sobre el oriente del país. En el segundo vector propio se observan valores negativos altos sobre el centro-oriente de Colombia.

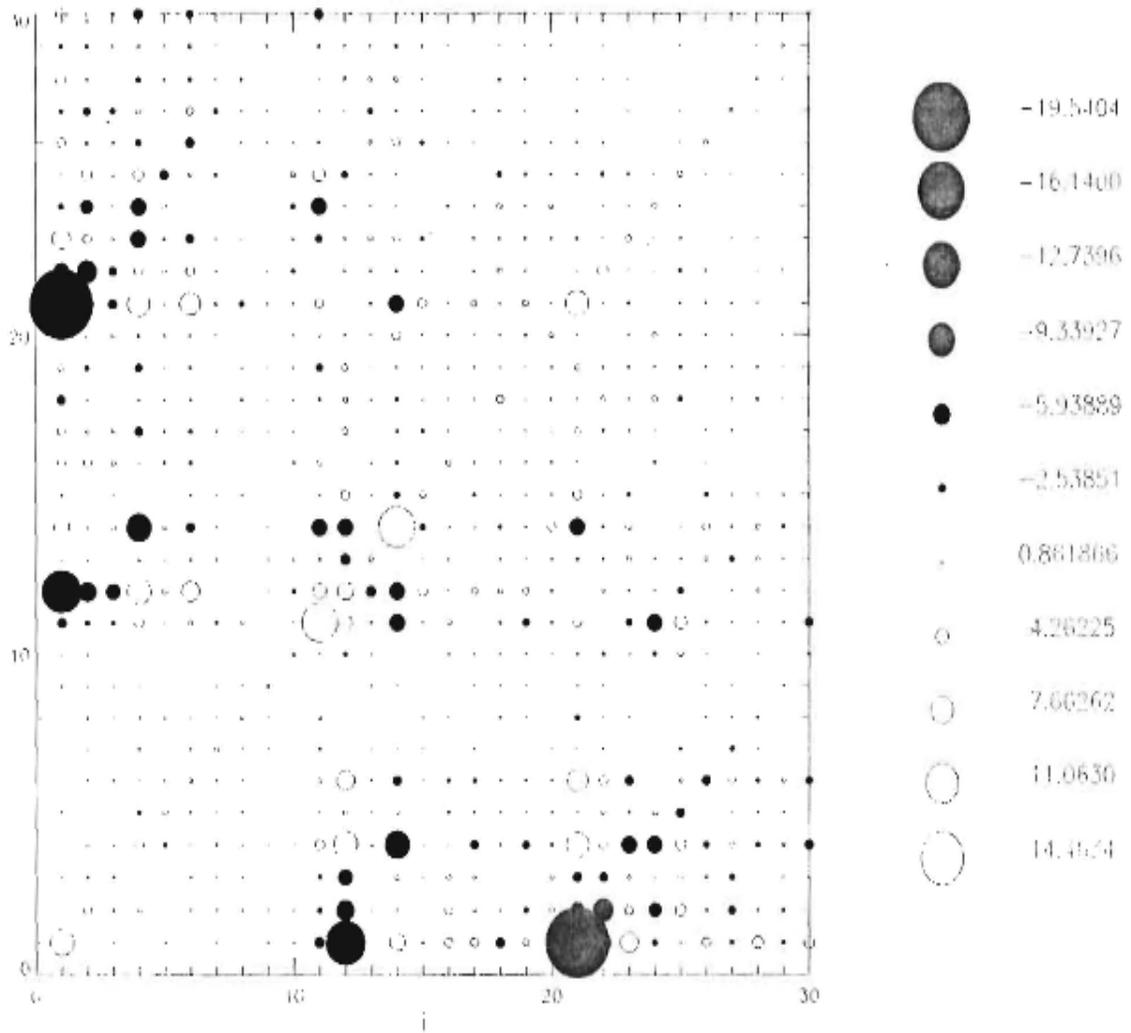


Figura 4.1 Matriz de varianza del ruido estocástico (Q), o gráfico de "burbujas" de la matriz Q en el espacio de las FOE.

Mapa de Varianza del forzamiento estocástico: Diagonal de Q

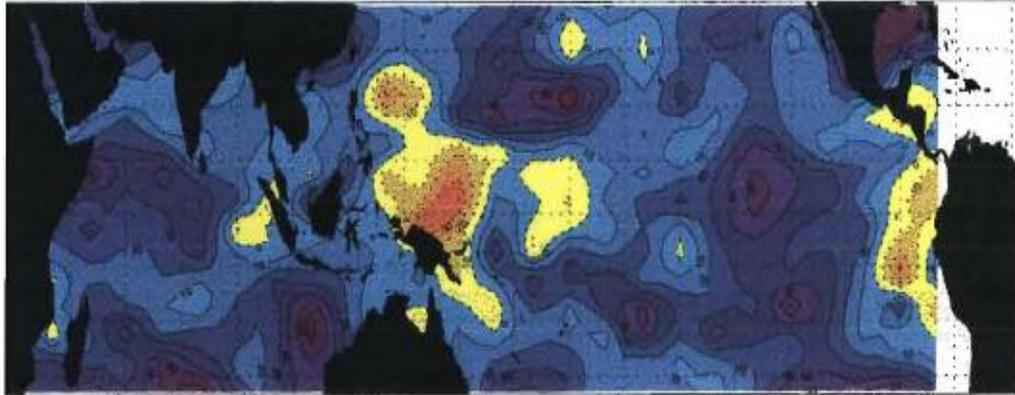


Figura 4.2. Distribución geográfica de la matriz de varianza del ruido estocástico, Q .

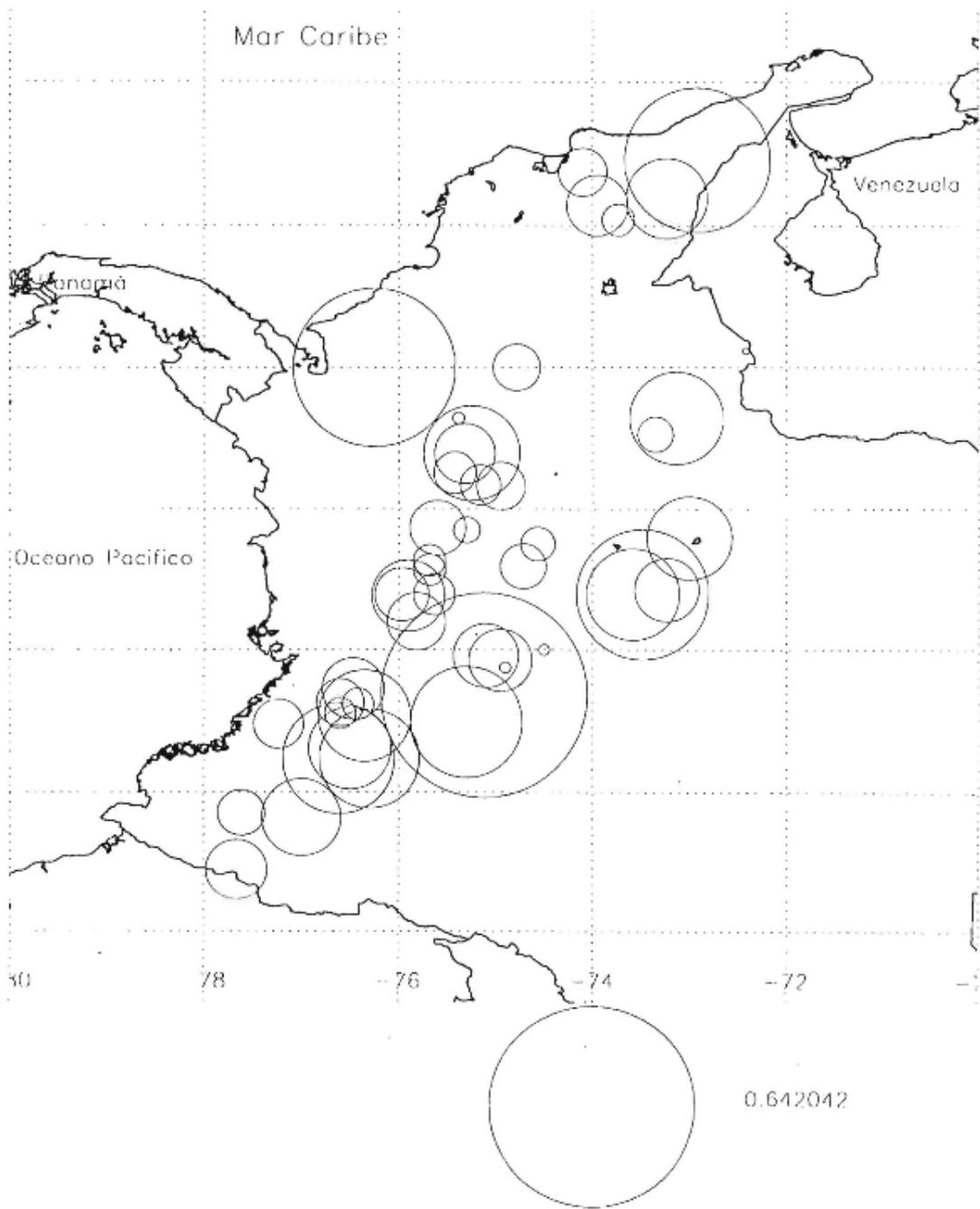
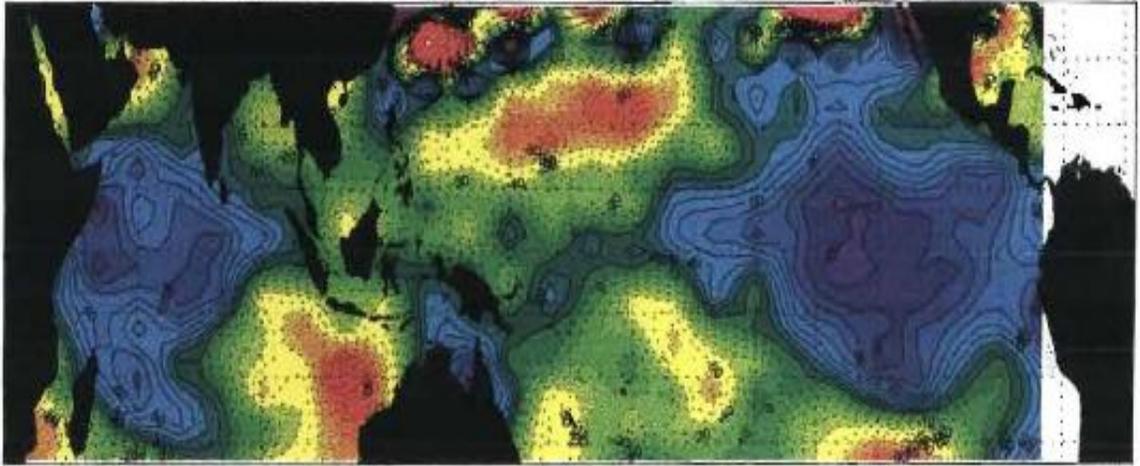


Figura 4.3 Distribución geográfica de la matriz de varianza del ruido estocástico, Q , sobre Colombia.

Primer Vector propio de la matriz de ruido, Q'



Segundo Vector propio de la matriz de ruido, Q'

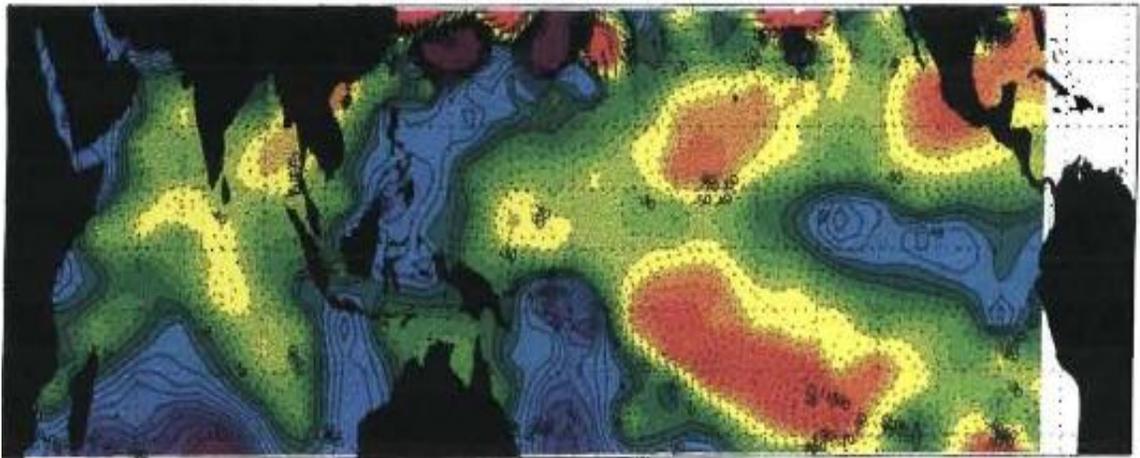
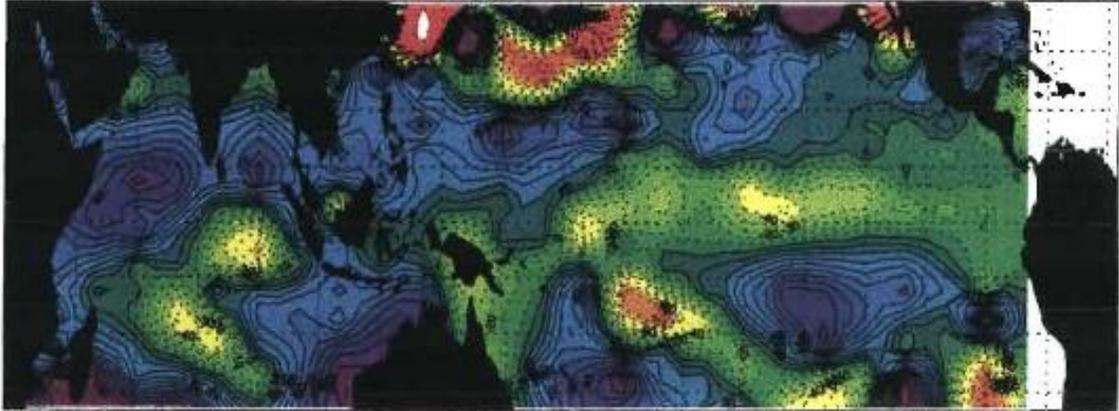


Figura 4.4 Distribución geográfica de los primeros cuatro autovectores de la matriz de forzamiento estocástico, sobre el Océano Índico-Pacífico

Tercer Vector propio de la matriz de ruido, Q'



Cuarto Vector propio de la matriz de ruido, Q'

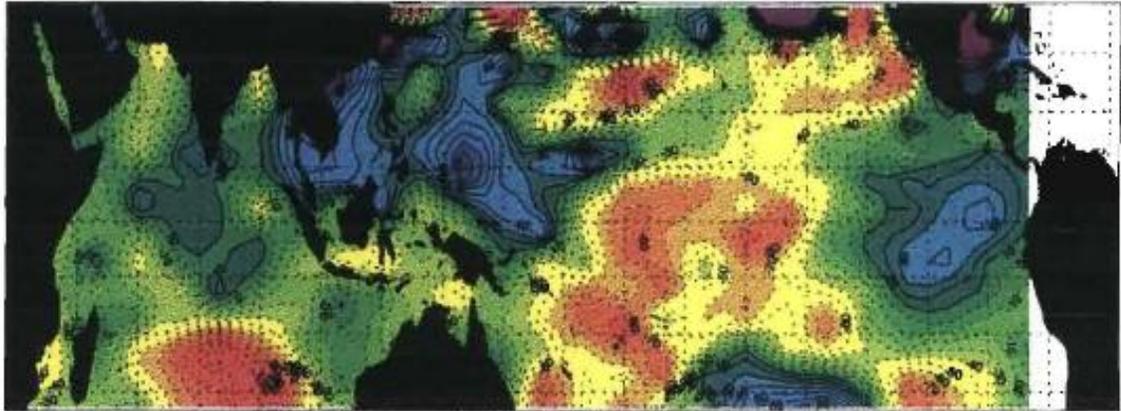


Figura 4.4 (Cont.) Distribución geográfica de los primeros cuatro autovectores de la matriz de forzamiento estocástico, sobre el Océano Índico-Pacífico. Los valores se han multiplicado por 1.000.

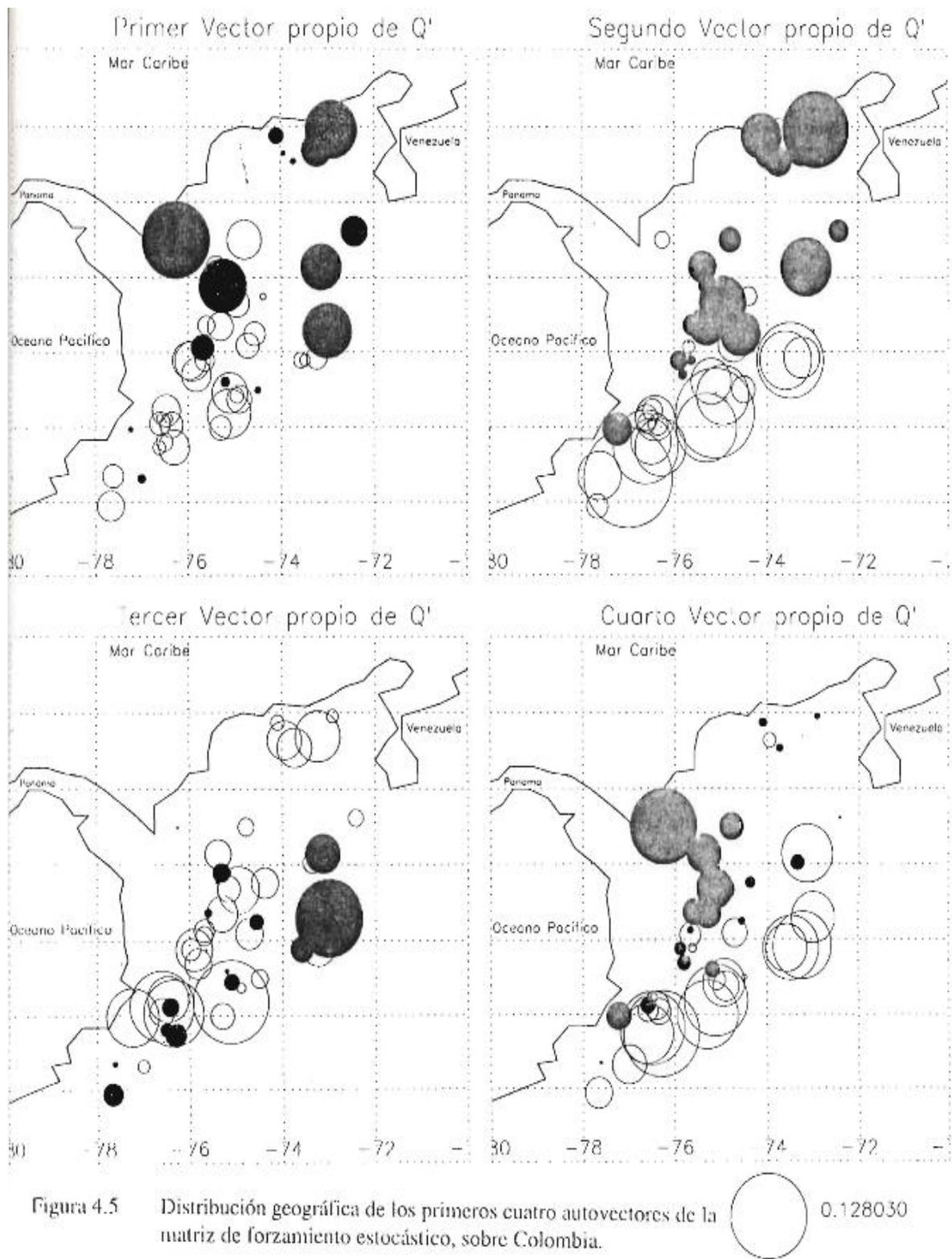


Figura 4.5 Distribución geográfica de los primeros cuatro autovectores de la matriz de forzamiento estocástico, sobre Colombia.

4.4 PREDICCIÓN

En segundo lugar se usó el método MLI para examinar la bondad de las predicciones durante 1991 y 1992, un período de lluvias y caudales excepcionalmente bajos en Colombia a causa de la ocurrencia del fenómeno de El Niño en el Océano Pacífico. En este contexto de las fases extremas del ENSO es que se quiere examinar la potencialidad y capacidad predictiva del método de MLI. Aquí debe decirse que las predicciones de las temperaturas del Océano Pacífico usando el método MLI son buenas con excepción de aquellas que se efectúan durante la fase cálida de El Niño (*Penland y Matrosova, 1994*). En ese momento los aspectos no lineales de la dinámica océano-atmósfera comienzan a jugar un rol más importante, el cual no se ve reflejado en la modelación lineal que supone el método MLI.

La estimación de los parámetros del método MLI se efectuó con un valor de $\tau_0 = 3$ meses, y se realizaron predicciones en un horizonte de 18 meses. En las gráficas de la Figuras 4.6 (columna de la izquierda) se presentan los gráficos de los resultados de la evolución de las predicciones (denotados por cuadrados) y las verificaciones (denotadas por triángulos). El primer mes predicho corresponde a noviembre/1990 y el último corresponde a mayo/1992. El comportamiento de las predicciones se ha estimado mediante dos indicadores: el coeficiente de correlación lineal (r) entre las predicciones y las verificaciones, y mediante el error medio cuadrático de estimación estimado como $2(1-r)$. En las gráficas de la Figuras 4.6 (columna de la derecha) se presentan los gráficos de la discrepancia, $\delta(\tau)$, entre las predicciones (x_p) y las verificaciones (x_o), definida como

$$\delta(\tau) = \frac{1}{n} \sum_{\tau} (x_p - x_o)^2$$

Los resultados obtenidos permiten señalar las siguientes conclusiones:

- Obsérvese el caso de las predicciones para el río Nare, en la estación a la entrada del embalse de Santa Rita en Antioquia (figura 4.6, primera fila). Se trata del embalse de mayor capacidad de regulación del sistema de generación de energía eléctrica en Colombia (1.270 millones de m³). Las predicciones son excelentes para los primeros 7 meses, lo cual es muy significativo para la planificación de la operación del sistema interconectado en Colombia. Del octavo mes en adelante, cuando se comienza a presentar la influencia de El Niño, las predicciones y las verificaciones se separan, lo cual se ve reflejado en la estimación de la discrepancia.

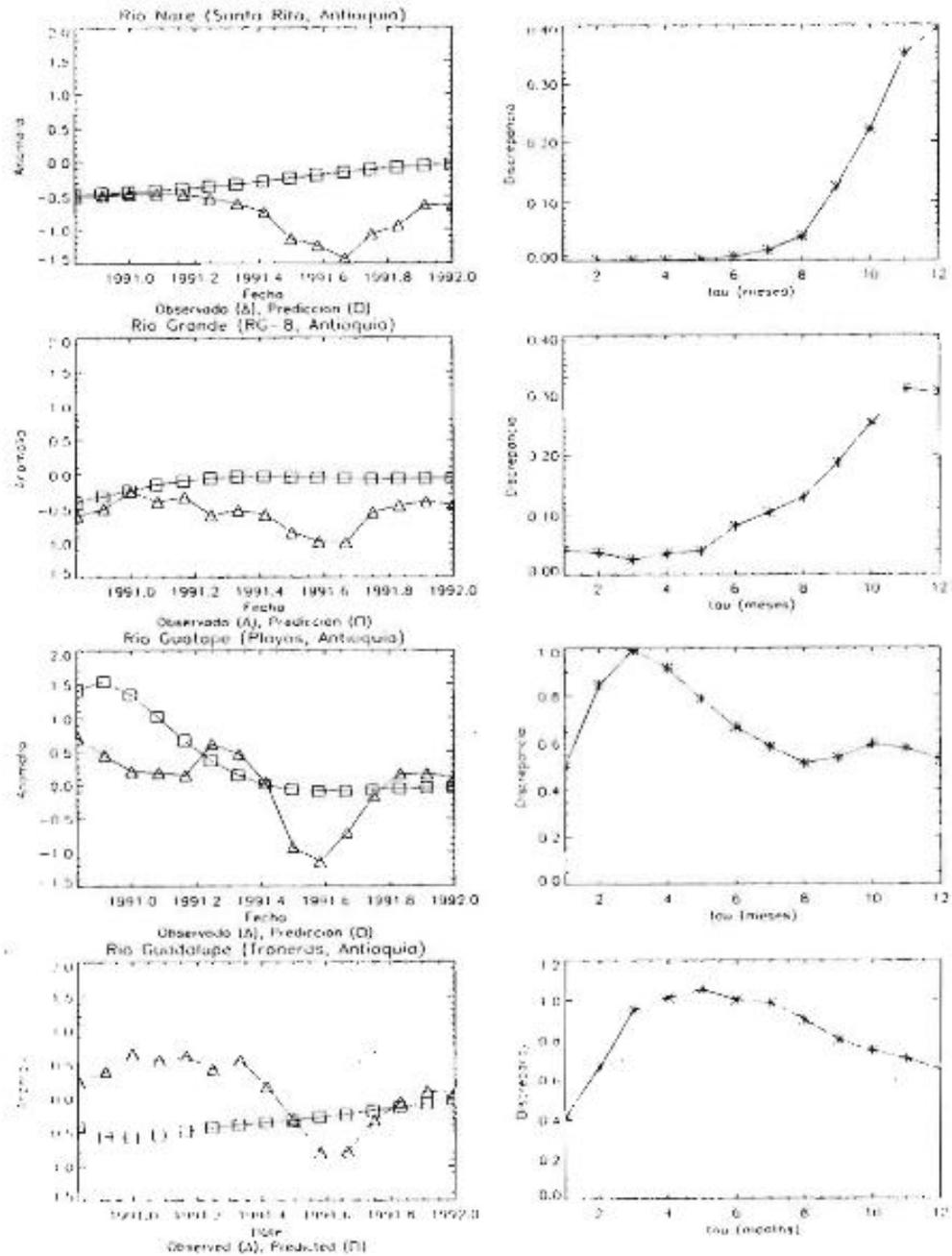


Figura 4.6 Columna de la izquierda: Evolución de las anomalías (observadas y predichas mediante MLI) de los caudales de cuatro ríos de Colombia. De arriba a abajo: Nare (Santa Rita, Antioquia), Riógrande (RG-8, Antioquia), Guatapé (Playas, Antioquia), y Guadalupe (Troneras, Antioquia). Columna de la derecha: Evaluación del error de predicción.

- Para el Riogrande en RG-8 (Antioquia) las predicciones se comparan apenas aceptablemente con las verificaciones. Se observa un problema de desfase entre las dos señales, aunque la discrepancia tiende a decrecer hacia el final del período de predicción. Ver figura 4.6, segunda fila.
- Las predicciones para el río Guatapé en Playas (Antioquia) son muy buenas para los primeros 3-4 meses y para los últimos 7 meses del período de predicción. Los extremos de 1991 no son predichos con mucha exactitud. Ver figura 4.6, tercera fila.
- Para el río Guadalupe en Troneras (Antioquia), las predicciones son aceptables en cuanto aciertan en las anomalías positivas durante los primeros 3-4 meses del período predictivo. Las predicciones también son buenas para los últimos meses de 1991 y el comienzo de 1992, en plena influencia de El Niño. Ver figura 4.6, cuarta fila.

Los resultados obtenidos en este trabajo permiten concluir que el método de MLI ofrece ser una herramienta promisoriosa para la predicción de la hidrología de Colombia. El uso de modelos de predicción de tipo Markoviano autoregresivo o de promedio móvil integrado (ARMA) ha sido un tema de largamente debatido en la literatura hidrológica desde las aplicaciones iniciales de *Thomas y Fiering (1962)* y *Matalas (1967)*. Estos modelos fueron diseñados para la simulación de series hidrológicas “sintéticas”, de tal manera que preserven propiedades estadísticas como los primeros dos momentos de la distribución de caudales históricos, así como el coeficiente de correlación de rezago uno., para los casos univariado y multivariado respectivamente. La metodología MLI involucra el mismo tipo de dependencia Markoviana (pero en este caso en el espacio continuo), y permite obtener una descripción de la dinámica determinística, así como de las propiedades geográficas del forzamiento estocástico del fenómeno bajo estudio. Una ventaja del ejercicio de predicción mostrado aquí con el uso de MLI es la incorporación tanto de las temperaturas superficiales del mar y los caudales de los ríos como variables regresoras. La práctica tradicional hidrológica ha involucrado sólo la persistencia hidrológica (precipitación y/o caudales) como regresores para predecir hidrologías futuras, mediante modelos tipo AR or ARMA. La inclusión de las temperaturas superficiales del mar como regresores contribuye a mejorar las predicciones por que involucran la variabilidad interanual asociada con el ENSO, que a su vez está asociada con la hidrología de Colombia. Por tanto, hay una ganancia al usar conjuntamente las TSM y los caudales en el método de MLI.

El fenómeno ENSO mismo parece mostrar rasgos de ser un fenómeno caótico (*Münnich et al.*, 1991; *Jin et al.*, 1994; *Tziperman et al.*, 1994; *Chang et al.*, 1994), aunque no de baja dimensionalidad (*Penland*, 1996), y ciertamente hay evidencias de la naturaleza no lineal de la respuesta al forzamiento del ENSO en la hidrología superficial (*Richman y Montroy*, 1996). Un factor de complicación adicional es que otras fluctuaciones de gran escala diferentes del ENSO aparecen asociadas con la hidroclimatología de la región. Por ejemplo, las mencionadas asociaciones entre la hidro-climatología de Colombia y la Oscilación del Atlántico Norte (NAO). Los modelos tradicionales de predicción hidrológica, tales como regresión lineal múltiple o modelos autorregresivos no son capaces de incorporar o representar la naturaleza de persistencia de largo plazo de fenómenos como el ENSO, lo cual constituye un asunto crucial en la operación de embalses y en planificación y manejo de recursos hidráulicos. Adicionalmente, hay evidencias que muestran una divergencia exponencial en la evolución de las trayectorias cercanas en la dinámica de diversas variables hidrológicas de Colombia, manifiestas en la estimación de exponentes de Lyapunov positivos en los atractores reconstruidos a partir de series de tiempo de lluvias y caudales mensuales (*Poveda*, 1997), lo cual constituye una evidencia de la posible naturaleza caótica no lineal en la dinámica de la hidrología de Colombia. En un ambiente no lineal existen diversas metodologías de predicción que podrían superar las limitaciones mencionadas de los modelos tipo Markovianos. Algunas de estas metodologías son: métodos de regresión multivariada por tramos (MARS; *Friedman*, 1991), análisis espectral singular (*Carvajal et al.*, 1994, 1998), redes neurales (*Delgado*, 1992), ecuaciones diferenciales estocásticas no lineales (*Salazar et al.*, 1994a), modelos autorregresivos dependientes del régimen (*Salazar et al.*, 1994b), y análogos naturales (*Toth*, 1989; *van den Dool*, 1989).

5. RETROALIMENTACIÓN

Hasta ahora hemos investigado el tipo y grado de asociación entre el ENSO y otros fenómenos oceánicos y atmosféricos de gran escala y la variabilidad interanual de la hidrología de Colombia y Sur América tropical. La búsqueda de tal clase de relaciones es obvia si se piensa que el forzamiento de gran escala de los fenómenos oceánicos-atmosféricos, ejerce un control de primer orden sobre los procesos de la hidrología superficial, los cuales supuestamente varían en unas escalas espacio-temporales menores. Ahora nuestro enfoque es a la inversa. Este capítulo presenta y da soporte a una hipótesis nueva concerniente a la existencia de mecanismos de retroalimentación en la interacción del sistema tierra-atmósfera en Sur América tropical, los cuales desempeñan un papel importante para controlar procesos oceánicos-atmosféricos conducentes al calentamiento del Océano Atlántico tropical Norte. Este calentamiento ocurre justo después del comienzo del fenómeno El Niño sobre el Océano Pacífico. En esta hipótesis, el trópico de Sur América es visto como un Apunte tierra-atmósfera entre las dos cuencas oceánicas.

5.1 INTERACCIONES TIERRA-ATMÓSFERA

La existencia de mecanismos de retroalimentación entre los procesos de la hidrología superficial y la variabilidad climática sólo se ha reconocido hasta muy recientemente (*Milly, 1992; Delworth y Manabe, 1993; Cook, 1994; Koster y Suarez, 1995; Castelli y Rodriguez-Iturbe, 1995; Brubaker y Entekhabi, 1996; Elthair, 1998; Zheng y Elthair, 1998*). Sin embargo, mucho falta por investigar sobre este tópico. La idea de una fuerte retroalimentación existente entre los procesos oceánicos-atmosféricos de baja frecuencia de gran escala y los procesos hidrológicos, es fascinante para la hidrología. El caso de Sur América tropical es paradigmático de la existencia de tal clase de mecanismos de retroalimentación.

En el capítulo 2 mostramos cómo las perturbaciones en los patrones de la circulación de gran escala asociados con la ocurrencia de El Niño producen una disminución en la precipitación sobre Sur América tropical, concomitante con una disminución en la humedad del suelo, la evapotranspiración, y la perturbación del calor latente y sensible, así como de la temperatura y la humedad del aire. Esto a su vez afecta la circulación local y de gran escala de manera que la situación de déficit de precipitación se refuerza. Esta clase de retroalimentación puede operar de manera inversa, p. ej. Aumentando la precipitación durante La Niña. Pero muchas piezas de este rompecabezas todavía están sueltas. Las razones más importantes del estado de conocimiento poco satisfactorio son, entre otras, la falta de mediciones meteorológicas sobre grandes regiones de los trópicos, lo cual ocasiona que los estimativos de variables atmosférica, tales como la advección de humedad, tengan sesgos muy altos (*Wang et al.*, 1992; *Trenberth y Guillemont*, 1995), así como la carencia de un entendimiento preciso acerca del papel de la convección tropical sobre la circulación global (*Emanuel et al.*, 1994), a pesar de la existencia de resultados de modelación que indican su importancia en el clima global (*Hou y Lindzen*, 1992; *Hou y Molod*, 1995). Adicionalmente, hay una ausencia total de datos de humedad del suelo con alta resolución espacial y temporal en la región del trópico. De otra parte, los caudales de los ríos son medidos rutinariamente con aceptable precisión, y los caudales y la convergencia de humedad están estrechamente ligados a través de la ecuación de balance de agua en la cuenca. Es sorprendente que dados los vínculos existentes entre estas dos variables sólo recientemente ha habido un despertar de la importancia de la hidrología superficial en investigación como la parametrización de procesos de la hidrología superficial en Modelos de Circulación General, y en su participación como procesos activos en las variaciones climáticas a escala anual e interanual.

Como vimos en el capítulo 2, la reducción en la precipitación sobre Sur América tropical durante El Niño está asociada con el desarrollo de una celda anómala de Hadley sobre la región. En esta observación se ratifica la existencia de un efecto de retroalimentación positiva entre la precipitación tropical y la celda de circulación de Hadley, que ha sido señalado por *Numaguti* (1993). El impacto de la variabilidad interanual del sistema tierra-atmósfera sobre Sur América tropical es tan fuerte que toda la circulación de la alta atmósfera y el flujo divergente son perturbados más allá de sus fronteras. La precipitación sobre la cuenca del Amazonas ha sido reconocida como un mecanismo modulador de la convección en la Zona de Convergencia Intertropical del Atlántico, y aún sobre el Pacífico oriental (*Silva Dias et al.*, 1987). Esa observación confirma la importancia de los mecanismos de retroalimentación en la interacción del sistema tierra-atmósfera sobre Sur América tropical, dado que entre 35% a 50% de la precipitación de la región se origina en evaporación reciclada de la misma cuenca (*Shuttleworth*, 1988; *Elthair y Bras*, 1993). De hecho, *Zhang et al.* (1996) mediante el desarrollo de modelos computacionales han obtenido resultados que indican que diversos escenarios

de deforestación de la cuenca del Amazonas podrían afectar la circulación atmosférica global a través de perturbaciones de las celdas de Walker y de Hadley.

5.2 EL NIÑO Y EL CALENTAMIENTO DEL OCÉANO ATLÁNTICO

Existen múltiples evidencias en la literatura acerca del calentamiento del mar Caribe y del océano Atlántico tropical Norte, durante o después de la fase cálida del ENSO. Es un calentamiento más débil y con retraso de varios meses, en términos de anomalías de las temperaturas superficiales del mar. El calentamiento tiende a ser más fuerte durante el período marzo-mayo (año +1 del ENSO). (Ver Covey y Hastenrath, 1978; Hastenrath y Wu, 1982; Pan y Oort, 1983; Halpert y Ropelewski, 1992; Nobre y Shukla, 1996; Curtis y Hastenrath, 1995, Nobre y Shukla, 1996; Wagner, 1996, Enfield y Mayer, 1997; Lanzante, 1996). Los mecanismos físicos que se encargan de transferir la señal de anomalías en las temperaturas del mar entre los dos océanos no han sido develados hasta ahora (ver Lau y Nath, 1994). Ciertamente, Curtis y Hastenrath (1995) sugieren que el calentamiento del Atlántico tropical es resultado de las perturbaciones del campo de vientos superficiales, que causan: (1) una reducción del flujo de calor latente debido al debilitamiento de los vientos, (2) anomalías en el bombeo de Eckman que tienden a favorecer el incremento en las TSM, y (3) en menor grado, aumento de la radiación solar. Sin embargo, sigue existiendo el interrogante sobre la causa del origen de tales patrones del campo de vientos, y de las perturbaciones en la presión atmosférica superficial en la Alta del Atlántico Norte, tal como lo reportan Wright *et al.* (1985) y Hastenrath y Greischar (1993). Lau y Nath (1994) han propuesto una explicación basada en el diagnóstico de un Modelo de Circulación General de la atmósfera forzado por las temperaturas observadas en el Océano Pacífico tropical de 1946 a 1988: la actividad del ENSO en el Pacífico teleconecta a lugares remotos a través de un “puente atmosférico” por vía de las anomalías en los flujos de calor y cambios en la circulación local, que a su vez también son instigados por señales remotas transmitidas desde el Pacífico por el puente atmosférico. Curtis y Hastenrath (1995) demuestran que el calentamiento del Atlántico tropical Norte es el resultado de perturbaciones en el campo de vientos, cuyo origen es desconocido. La hipótesis del “puente tierra-atmósfera” vincula las anomalías del campo de vientos sobre el Atlántico tropical Norte con procesos que ocurren en la interacción del sistema tierra-atmósfera sobre Sur América tropical, tal como se discute a continuación. Para empezar, el calentamiento del Atlántico tropical Norte y del mar Caribe significa una energía (calor latente) que no es llevada por los vientos alisios del este hacia Sur América tropical.

5.3 HIPÓTESIS DEL PUENTE INTEROCEÁNICO “TIERRA-ATMÓSFERA”

En este numeral se presenta y se respalda la nueva hipótesis concerniente a los mecanismos físicos a través de los cuales el calentamiento del Océano Pacífico se transmite al Océano Atlántico durante o después de los eventos El Niño. Esta hipótesis plantea que las interacciones en el sistema tierra-atmósfera sobre Sur América tropical contribuyen a establecer los mecanismos físicos que finalmente cooperan para transmitir la señal (calentamiento) del Pacífico oriental hacia el mar Caribe y el Atlántico tropical Norte, una vez El Niño se ha establecido en el Pacífico. El soporte de esta hipótesis se mediante análisis estadísticos, así como en observaciones independientes, consistentes con los mecanismos físicos involucrados en la dinámica del ENSO sobre Sur América tropical, ya discutido en el capítulo 2.

Comenzando con los análisis estadísticos, la Figura 5.1 presenta mapas de correlación entre la primera Componente Principal de los caudales medios mensuales de Colombia (promedios móviles de 3 meses, 1959-1990, Figura 3.20) y las temperaturas superficiales del mar (TSM) en el Caribe y el Atlántico tropical norte, cuando la hidrología antecede las TSM entre 1 y 6 meses. Las correlaciones aumentan tanto en valor absoluto como en extensión espacial cuando la variable hidrológica antecede las TSM, alcanzando un máximo en el rezago 4-5 meses. La región de mayores correlaciones parece viajar hacia el este con el tiempo. Tales correlaciones son más altas que aquellas obtenidas cuando las temperaturas superficiales del mar del Atlántico Norte anteceden las series hidrológicas (resultados que no se presentan aquí), y aún mucho menores que aquellas obtenidas entre las temperaturas superficiales del Atlántico tropical Sur. A manera de comparación, en la Figura 5.2 se muestran las correlaciones rezagadas entre el SOI y las mismas TSM sobre el Atlántico tropical Norte, para el mismo período, que resultan ser menores y menos extensas espacialmente. Las isocorrelaciones entre la serie de temperaturas medias del mar en la región Niño-3 y las de las TSM del mar Caribe y el Océano Atlántico tropical Norte exhiben aún menores valores, tal como se deduce de la Figura 5.3.

Aisladamente, los resultados de análisis de correlación que se presentan en la Figura 5.1 no implican necesariamente relaciones de causa y efecto. Sin embargo, estos resultados sugieren que los procesos de la hidrología superficial sobre Sur América tropical podrían asociados con procesos oceánicos (-atmosféricos) que ocurren sobre el Atlántico tropical Norte. En particular, las anomalías de precipitación, humedad del suelo (caudales de ríos), y evapotranspiración, son mecanismos importantes para establecer el “puente tierra-atmósfera” sobre Sur América tropical, que conecta las anomalías de temperatura del océano Pacífico durante El Niño con las del Océano Atlántico. Hay un entendimiento no perfecto de los procesos físicos involucrados en tal forzamiento, pero la situación hidrológica de Sur América tropical durante El Niño, discutida en el capítulo 2, sugiere fuertemente

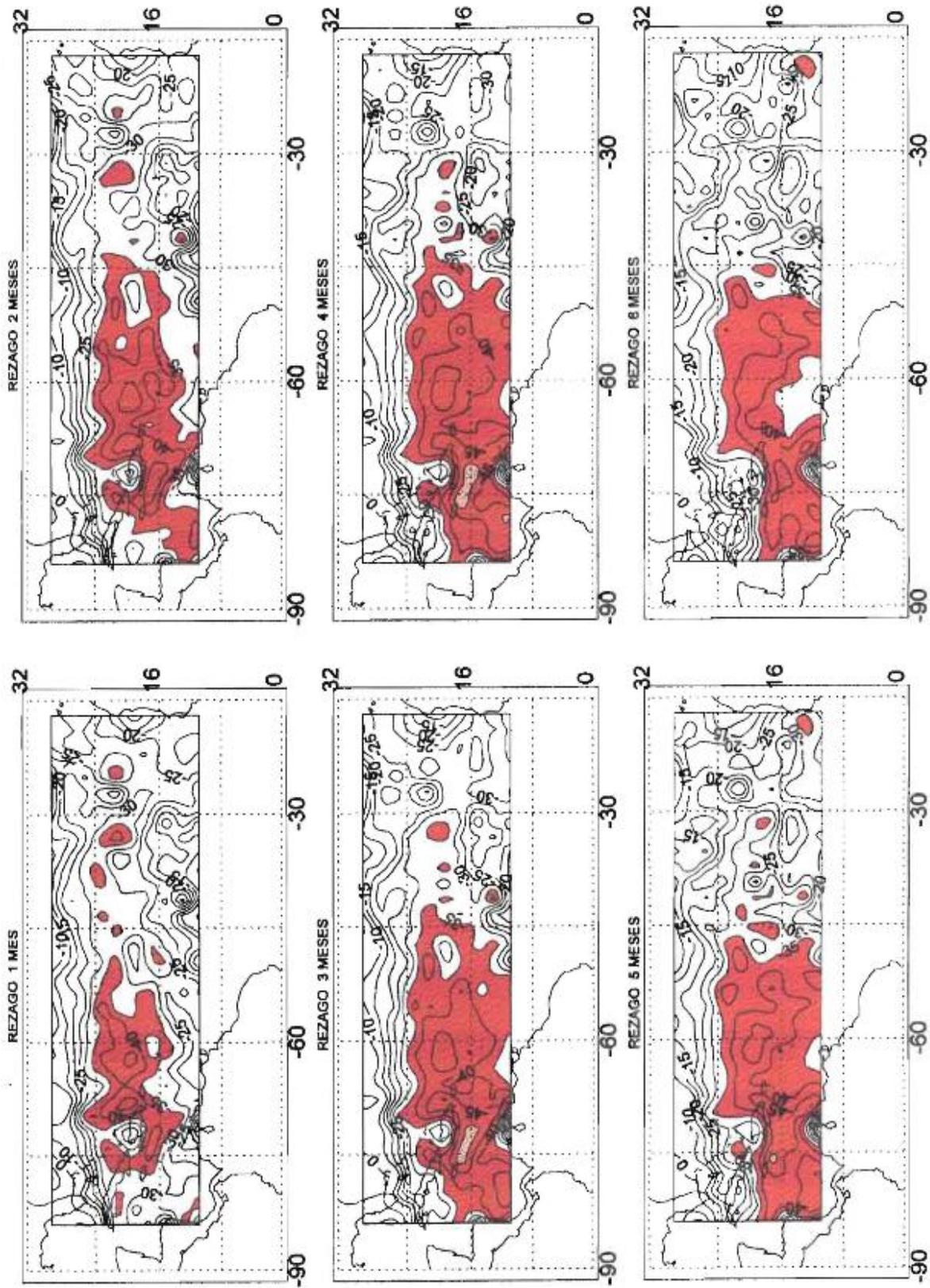


Figura 6.1 Mapa de correlaciones entre la Primera Componente Principal de los caudales medios mensuales de ríos de Colombia (promedios móviles de 3 meses, 1959-1990), y las TSM en el Caribe y el Atlántico tropical norte, cuando la hidrología antecede las TSM entre 1 y 6 meses

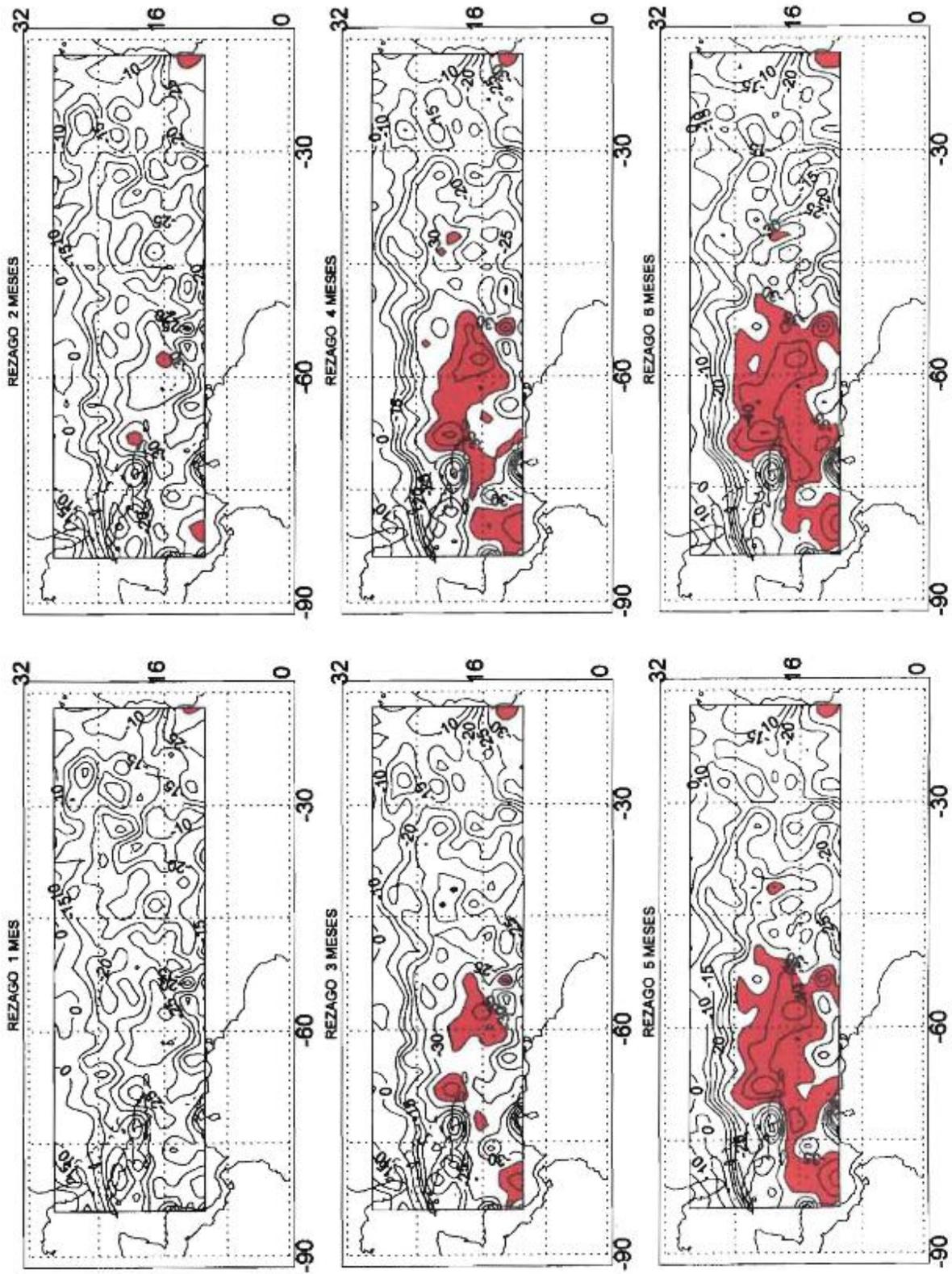


Figura 5.2 Mapa de correlaciones entre el Índice de Oscilación del Sur (SOI) y las TSM en el Caribe y el Atlántico tropical norte, (promedios móviles de 3 meses, 1959-1990), para rezagos de 1 a 6 meses. Se resaltan los valores de valor absoluto mayor de 35%, significativos al 95%.

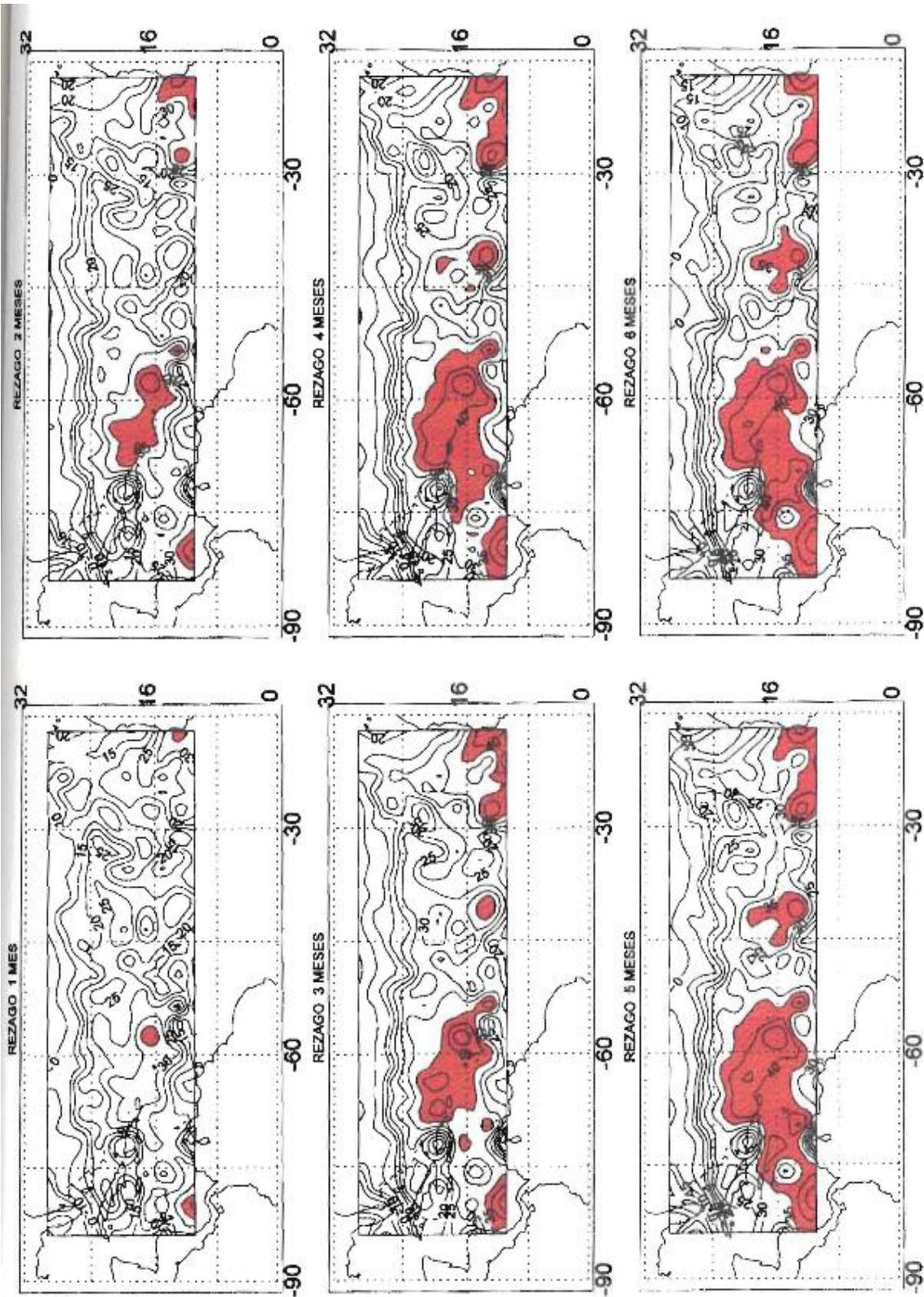


Figura 5.3. Mapa de correlaciones entre la serie de promedios de TSM en la región Niño-3 y las TSM en el Caribe y el Atlántico tropical norte, (promedios móviles de 3 meses, 1959-1990), para rezagos de 1 a 6 meses. Se resaltan los valores de valor absoluto mayor de 35%, significativos al 95%.

la existencia de este “puente”. Los mecanismos que sugieren la existencia del “puente tierra-atmósfera” se plantean a continuación.

El calentamiento anómalo del Océano Pacífico en las regiones Niño-4 y Niño-3 actúa como una fuente de ondas Rossby atmosféricas. Las perturbaciones resultantes en los patrones atmosféricos globales se propagan hacia el este (ver Figuras 2.2 y 2.3). La lluvia tropical se comporta de manera muy diferente sobre el Océano Pacífico, donde la convección y la precipitación se intensifican durante los eventos El Niño, mientras que se presentan anomalías negativas sobre el continente en Sur América tropical. Esto significa que la presencia del continente Sur Americano impone una respuesta diferente de la precipitación asociada al fenómeno El Niño. Sobre Sur América tropical, las ondas atmosféricas tipo Rossby y sus correspondientes perturbaciones atmosféricas durante El Niño, afectan la interacción dinámica normal del sistema tierra-atmósfera sobre la región. La intensidad de la celda de Hadley anómala que se establece sobre la región durante El Niño (sección 2.2.2) es resultado de la interacción entre el forzamiento de gran escala y los procesos tierra-atmósfera el norte de Sur América. Los principales mecanismos de la circulación involucrados en las anomalías hidrológicas y atmosféricas son:

- (1) El debilitamiento de la corriente de chorro superficial del CHOCÓ, que penetra desde el Océano Pacífico hacia el interior de Colombia por los 5°N, y la consecuente disminución en la intensidad y número de complejos convectivos de meso-escala.
- (2) El debilitamiento de la corriente de chorro ecuatorial del este de los 700 hPa. Ver sección 2.3.
- (3) La reducción de la advección de humedad desde el mar Caribe .
- (4) La disminución del número e intensidad de las ondas del este a lo largo de Océano Atlántico tropical Norte.
- (5) El desplazamiento de la ZCIT hacia el sur-oeste de su posición normal, debido a la presencia de la mencionada celda de Hadley anómala, que previene el ascenso de aire húmedo y de la convección y precipitación asociadas, lo cual a su vez explica la anomalía positiva de presión atmosférica superficial sobre la región, particularmente durante el trimestre diciembre-enero-febrero (ver Figuras 2.4 a 2.6). Aquí se resalta la importancia de los mecanismos de retroalimentación existentes entre la precipitación y la intensidad de la circulación en la celda de Hadley (Numaguti, 1993).

- (6) Mecanismos de retroalimentación en el sistema tierra-atmósfera, debido al acoplamiento existente entre las anomalías negativas de precipitación, humedad del suelo, y evapotranspiración en la región durante El Niño, consecuentemente perturbando la interacción tierra-atmósfera sobre Sur América tropical, con las anomalías negativas en los registros de caudales de ríos viajando hacia el este, como se sugiere a partir de los diagrama de correlación cruzada entre el SOI y los caudales mensuales de ríos Colombianos (ver Figura 3.10). Como la evaporación se reduce, esto contribuye a la reducción de la precipitación proveniente de recirculación de la propia cuenca. Mientras que se da una reducción de la nubosidad, hay un incremento de la cantidad de radiación solar incidente sobre el suelo y de la temperatura superficial, lo cual refuerza las condiciones de disminución de la lluvia.

Las anomalías de precipitación sobre Sur América tropical asociadas con la celda de Hadley anómala que se establece sobre la región durante El Niño, ya discutida, también están asociadas con anomalías en los campos de vientos y presiones atmosféricas. De hecho, durante El Niño, el efecto cooperativo de una menor presión atmosférica superficial en el Atlántico tropical Norte (*Hastenrath y Greischar, 1993; Nobre y Shukla, 1996*) y el un aumento de la presión atmosférica superficial sobre Sur América tropical, contribuyen a reducir el gradiente de presiones existente entre estas dos regiones. Esta última condición se establece por la combinación de: (1) la celda de Hadley anómala sobre la región, y (2) el enfriamiento neto troposférico debido a la disminución de la precipitación, como resultado de la cooperación de los seis mecanismos discutidos en el párrafo anterior.

La intensidad del campo de los vientos alisios entre la Alta del Atlántico Norte y la región tropical de Sur América a través del Océano Atlántico tropical Norte está controlada por anomalías en la presión atmosférica tanto viento arriba en la Alta del Atlántico Norte como viento abajo sobre la región continental de Sur América tropical. Este último control involucra los mecanismos de retroalimentación en la interacción del sistema tierra-atmósfera sobre la región, que hace parte de la dinámica del fenómeno ENSO. El campo de vientos alisios sobre el Atlántico tropical Norte constituye la rama superficial de la celda de circulación de Hadley (normal), la cual a su vez contribuye fundamentalmente a la precipitación en Sur América tropical, principalmente durante el verano del Hemisferio Sur, cuando esta celda de Hadley es más intensa. La Figura 5.4 (cedida por R. Newell) muestra el campo de vientos a los 1000 hPa durante el período febrero-marzo de 1992, donde es posible observar la importancia de estas dos regiones como factores de control del régimen del campo de vientos a través del Atlántico tropical Norte. Ver también la Figura 2.39 (fila superior) donde se muestra el ciclo anual de la circulación de vientos superficiales en el Océano Atlántico Norte y el mar Caribe. La Figura 5.5 presenta la serie de tiempo de las anomalías estandarizadas tanto

PEMWB MEAN WIND FIELD, WIND VECTOR (m/s) at 1000hPa
February/March 1992 (Image courtesy R. Newell)

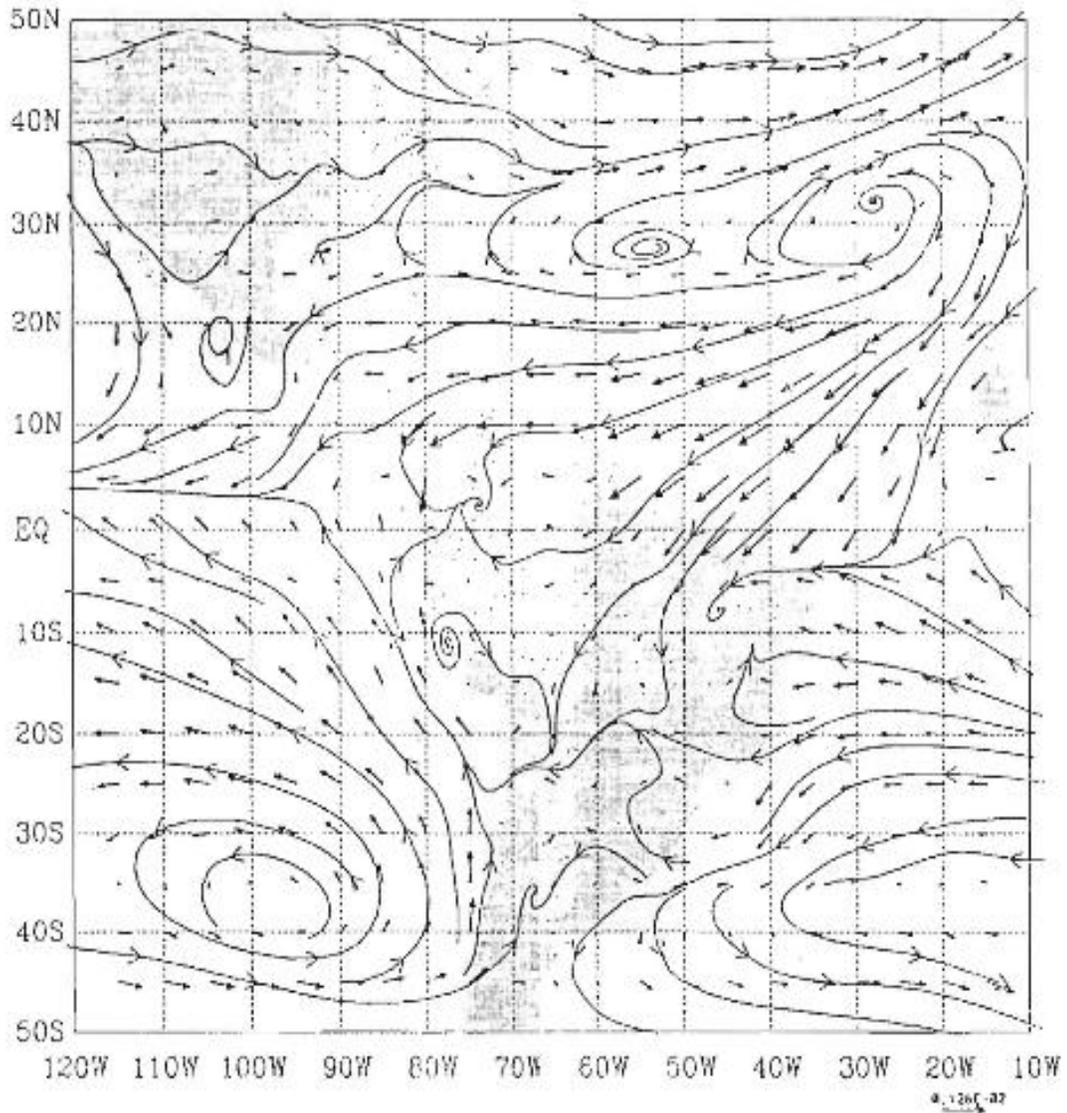
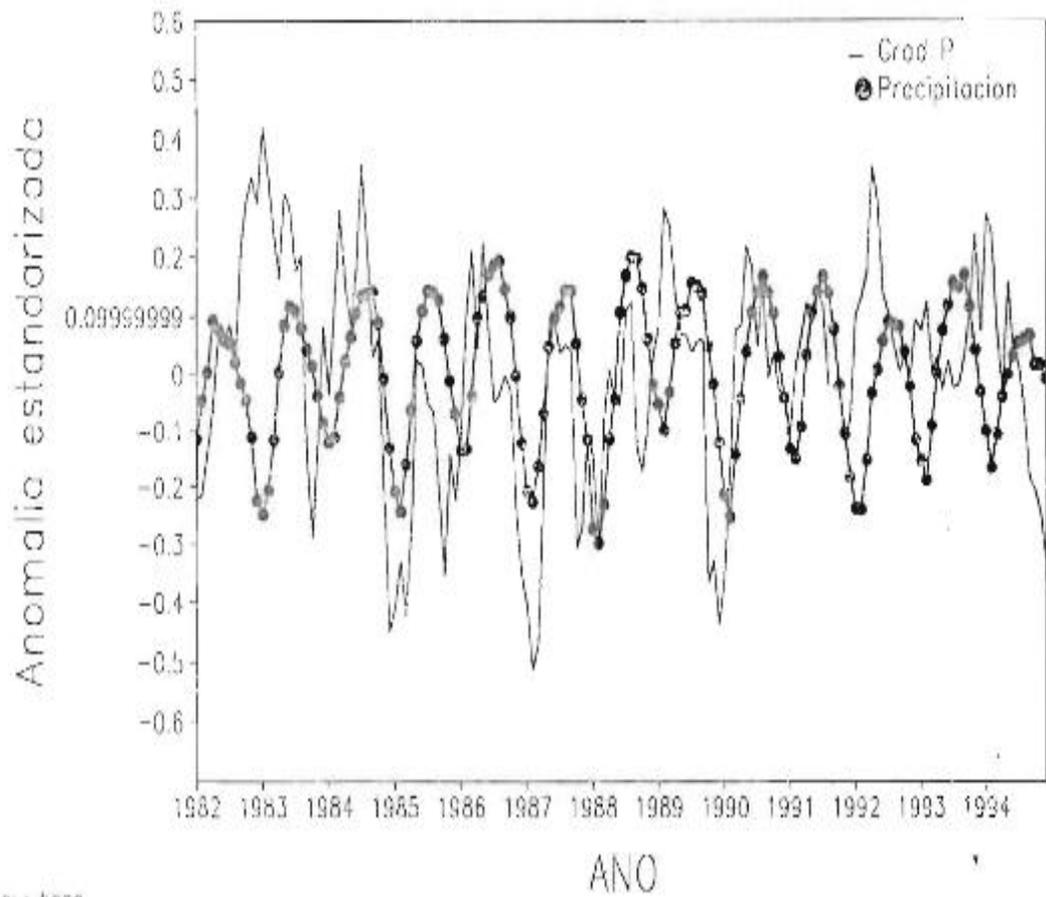


Figura 5.4 Campo de velocidad de viento promedio (m/s) a los 1000 hPa durante el trimestre febrero-marzo de 1992. (Cortesía de R.Newell).

de para el gradiente de presiones atmosféricas superficiales entre la región de las Islas Azores en el Atlántico Norte (25°-35° O, 30°-40°N) y la región del trópico de Sur América (50°-70°O, 3°S-10°N), así como la precipitación sobre esta última región. Los datos han sido tomados del Proyecto de Reanálisis Climático de NCEP/NCAR, para el período 1982-1994. En la Figura 5.5 se observa que las anomalías de precipitación negativas sobre el trópico de Sur América están bien relacionadas con las anomalías negativas en el gradiente de presiones atmosféricas, lo cual significa una más baja presión en la Alta del Atlántico Norte y una mayor presión atmosférica en el trópico de Sur América. Tal disminución en el gradiente de presiones atmosféricas superficiales a su vez contribuye al debilitamiento del campo de vientos alisios del noreste, el cual a su vez dispara el calentamiento oceánico del mar Caribe y del Atlántico tropical Norte, explicado en términos físicos por *Curtis y Hastenrath (1995)*.

Esta hipótesis de la existencia de un “puente tierra-atmósfera” sobre Sur América tropical durante El Niño, es consistente con los resultados de los siguientes estudios tanto observacionales como de modelación:

- 1) El acoplamiento entre la reducción (intensificación) de los vientos alisios del noreste sobre el Atlántico tropical Norte, el calentamiento (enfriamiento) del mismo mar (cooling) del mismo océano y la reducción (aumento) del gradiente de presiones durante o justo después de la fase caliente (fría) del ENSO, ha sido reportado por *Horel et al. (1986)*, *Marengo (1992)*, *Pulwarty (1994)*, *Curtis y Hastenrath (1995)*, y *Nobre y Shukla (1996)*.
- 2) Resultados de modelación por *Zeng et al. (1996)* indican que diversos escenarios de deforestación de la cuenca Amazónica inducirían efectos climáticos altamente similares a los efectos de El Niño sobre Sur América tropical. Los cambios resultantes en la interacción del sistema tierra-atmósfera-océano producirían un debilitamiento del gradiente de las temperaturas superficiales a lo largo del Océano Atlántico tropical, tal como postula la hipótesis del “puente tierra-atmósfera”. Los mismos autores también proponen la existencia de un efecto de retroalimentación positiva entre el sistema tierra-atmósfera y procesos atmosféricos en la circulación oceánico-atmosférica entre el continente Sur Americano y el Océano Atlántico.
- 3) *Carton and Huang (1994)* sostienen que durante los eventos de calentamiento del Océano Atlántico el océano actúa como una guía pasiva a través del cual el calor se transporta desde el oeste hacia el este como respuesta a los cambios en el campo de los vientos. Este tipo de



GRADS: COLA/IGES

Figura 5.5 Evolución temporal de las anomalías estandarizadas del gradiente de presiones atmosféricas existentes entre la alta presión del Atlántico norte alrededor de las Islas Azoras (25°-35° W, 30°-40°N) y el norte de América del Sur (50°-70°W, 3°S-10°N), así como la precipitación para esta última región, para el período 1982-1994. Datos del Reanálisis NCEP/NCAR.

desplazamiento estaría de manifiesto en los mapas de correlación de mostrados en la Figura 5.1. Una vez que las TSM aumentan sobre el Caribe y el Atlántico tropical norte, los procesos del acoplamiento océano-atmósfera se encargan de trasladar la señal de las anomalías a través del resto del Océano Atlántico, hacia África, como lo sugieren *Carton y Huang* (1994).

- 4) Las observaciones y el modelo presentados aquí para apoyar la hipótesis del “puente tierra-atmósfera” también coinciden con *Zebiak* (1993), quien sugiere que la variabilidad en las TSM sobre el Atlántico tropical puede estar relacionada con interacciones tierra-atmósfera y con forzamientos de gran escala relacionados con el ENSO.

Aunque la hipótesis del Apuente tierra-atmósfera≡ incorpora observaciones que son consistentes con los rasgos espaciales y temporales de la dinámica del ENSO en la región, seguramente requiere una verificación más detallada, en particular a través de resultados de modelación y de observaciones. Hay la necesidad de confirmar el enfriamiento/calentamiento troposférico neto durante los eventos El Niño/La Niña. Los datos del Reanálisis climático de NCEP/NCAR pueden ser usados para tal propósito. La hipótesis del “puente tierra-atmósfera” enfatiza el importante papel que juega la hidrología superficial, en particular de procesos como precipitación, humedad del suelo, evapotranspiración y los flujos de calor sensible y calor latente, sobre la variabilidad climática regional y global. En este trabajo se ha demostrado la importancia de la humedad del suelo sobre el continente, ya que juega un rol similar al de las temperaturas superficiales del mar sobre el océano al condicionar la partición dinámica de los balances de agua y energía en las interfaces de los sistemas tierra-atmósfera y océano-atmósfera, respectivamente. El entendimiento de del papel exacto que desempeña la humedad del suelo se logrará cuando se cuente con una base de datos de esta variable con amplia cobertura espacial y temporal. La variabilidad interanual de la humedad del suelo asociada al ENSO es un importante rasgo que se ha encontrado con datos derivados de modelos climáticos, pero que merece ser confirmada mediante observaciones. También se pueden hacer esfuerzos de modelación para verificar la hipótesis del “puente tierra-atmósfera” a través de Modelos de Circulación General considerando esquemas acoplados y no acoplados del sistema tierra-atmósfera sobre Sur América tropical para evaluar sus efectos sobre las temperaturas superficiales del Océano Atlántico tropical Norte y el mar Caribe.

6. EPIDEMIAS DE MALARIA Y DENGUE EN COLOMBIA ASOCIADAS CON LA OCURRENCIA DE EL NIÑO

6.1 GENERALIDADES

El grado de incidencia, la emergencia o re-emergencia de endemias y epidemias de enfermedades que se transmiten por el agua o por mosquitos vectores (ETV), es resultado de la combinación de factores sociales, biológicos y ambientales. Pero desde hace mucho tiempo se ha reconocido la fuerte asociación que existe entre las ETV y los factores climáticos (*Gill* 1920a, b), principalmente a través de su influencia sobre los ecosistemas terrestres. Hay varios mecanismos a través de los cuales la salud humana puede verse afectada y estos a su vez pueden estar interconectados (*Epstein y Stewart*, 1995). Los siguientes son las interacciones biológicas y climáticas: (1) la calidad y cantidad de la distribución de las aguas superficiales y los sitios de incubación (*Dobson y Carper*, 1993); (2) temperatura y humedad, las cuales afectan el ciclo de vida de los vectores de la enfermedad y del *Plasmodium* dentro del vector (*Patz et al.*, 1996; *Martens et al.*, 1997), y (3) el impacto a nivel de ecosistemas a través de la influencias sobre las relaciones predador-vector (*Unninayar y Sprigg*, 1995; *Epstein y Chikwenhere*, 1994).

A través de todo este trabajo se ha demostrado que el fenómeno ENSO es el principal mecanismo modulador del clima de Colombia a gran escala; desde meses hasta décadas. Existe evidencia de la asociación entre epidemias de diversas enfermedades transmitidas por el agua o por mosquitos vectores y las anomalías climáticas causadas por la ocurrencia del fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENSO). Por ejemplo, los brotes epidémicos de malaria asociados al ENSO en Pakistán (*Bouma y van der Kaay*, 1994), y en Venezuela (*Bouma y Dye*, 1996). En Ecuador y en Perú los brotes de malaria parecen estar relacionados a los eventos de El Niño debido a las inundaciones (*Epstein y Stewart*, 1995). Ver también los trabajos de *Bouma et al.* (1996), *Bouma* (1995), y *Patz et al.* (1996).

6.2 LA MALARIA

La malaria es causada por diversas especies de parásitos que pertenecen al género *Plasmodium*, y el vector responsable de la transmisión de la malaria es el mosquito del género *Anopheles*, del cual 60 de especies son vectores potenciales o reales como vectores de la malaria. Aunque los mosquitos *Anopheles* viven más frecuentemente en regiones tropicales o sub-tropicales, también se pueden encontrar en regiones templadas y aún en regiones polares durante el verano. En países en donde la malaria ha sido erradicada, es posible que todavía existan los mosquitos capaces de transmitir la enfermedad. Hay cuatro especies del parásito de la malaria, que son: *P. vivax*, de mayor alcance geográfico; *P. falciparum*, la especie más común en áreas tropicales y la más peligrosa desde el punto de vista clínico, *P. ovale* y *P. malariae*, de menor prevalencia.

El ciclo de vida del parásito de la malaria incluye la doble transmisión del mosquito al hombre y del hombre al mosquito, lo que se efectúa por la picadura de la hembra. El parásito se multiplica dentro del mosquito por medio de reproducción sexual, después de un período de incubación de varios días, que depende de la temperatura y de la especie del parásito. Los parásitos de la malaria se encuentran en la glándula salivaria del insecto. Cuando un mosquito infectado pica un ser humano sano, le inyecta saliva y le transfiere los parásitos. Dentro del ser humano ocurre una multiplicación asexual. El período de incubación después de haber sido picado el ser humano fluctúa entre 10 y 40 días, dependiendo de la especie del parásito. Hacia el final del período de incubación la persona infectada puede sufrir de dolor de cabeza, dolor en los brazos, piernas, y espalda, náusea y vómito. El período de incubación culmina en un severo ataque que es causado por la destrucción de células de sangre infectadas y la liberación de toxinas en el torrente sanguíneo. Las infecciones que involucran *P. falciparum* a menudo están ligadas con complicaciones fatales, tales como anemia y malaria cerebral.

Desde el punto de vista climático hay tres factores principales que afectan la epidemiología de la malaria: la temperatura, la cantidad de lluvia y la humedad (Bouma, 1995). La temperatura influye sobre la dinámica de la población de vectores (tasas de reproducción, longevidad y disponibilidad de sitios de incubación, y tasas de picadura), como también el período de incubación extrínseco (PIE) de los parásitos de la malaria dentro de los mosquitos. Temperaturas más altas aumentan las tasas de reproducción y de picadura y disminuye el PIE. La cantidad de lluvia y la humedad influyen sobre esta dinámica, así como también sobre la cantidad y disponibilidad adecuada de agua en los sitios de incubación del mosquito. En algunas áreas la

excesiva precipitación puede aumentar los sitios de incubación. En otras regiones, en particular aquellas con muchos ríos de montaña, como Sri Lanka (*Bouma et al.*, 1996) y Colombia, la disminución de la cantidad de lluvias puede conducir a la formación de estanques y charcos de aguas estancadas, los cuales se convierten en sitios ideales de incubación del mosquito. El incremento en la temperatura del agua asociado con El Niño puede favorecer adicionalmente el desarrollo del anofelino del mosquito y la maduración del parásito.

6.3 EVIDENCIAS DE LA CONEXIÓN ENSO-MALARIA

6.3.1 A nivel nacional

Dadas las características climáticas y topográficas de Colombia, dos tercios de su población vive en áreas endémicas de malaria (*Rojas et al.*, 1992). Las precipitaciones medias varían desde menos de 400 mm en algunas regiones de la costa Caribe hasta 10.000-13.000 mm sobre la costa Pacífica. La temperatura varía con la altura, que varía entre 0 y 5.800 m. Existe una fuerte dependencia de la precipitación y la temperatura con la altura, en particular sobre los tres ramales de la cordillera de los Andes, que explica en parte su variabilidad climática. Además se presenta el llamado punto “óptimo pluviográfico”, que ya se mencionó en el capítulo 3.

Los vectores más importantes de la malaria en Colombia son *Anopheles albimanus*, *A. darlingi* y *A. nuñeztovari* (*Quiñonez et al.*, 1987), los cuales transmiten *P. falciparum* (46.5%) y *P. vivax*, y raros casos de *P. malariae* (*Haworth*, 1988). El mapa de riesgo malárico de 1996 en Colombia, elaborado por el Ministerio de Salud, se presenta en la Figura 6.1.

En la Figura 6.2 se presenta la serie del índice de Incidencia Parasitaria Anual (I.P.A., definido como la relación entre el número de casos reportados y la población bajo riesgo por cada 1.000 habitantes), para Colombia en el período 1959-1994, y según los datos reportados por el Ministerio de Salud de Colombia. Los datos incluyen los casos de *P. vivax* y *P. falciparum*. Las flechas en la Figura 6.1 indican los años de El Niño de acuerdo con la clasificación dada por *Kiladis y Diaz* (1989). En la Figura 6.2 se evidencian tres hechos destacables. Primero, la ocurrencia de brotes (picos epidémicos) de malaria durante 1961, 1968, 1972, 1977, 1983, 1987 y 1991/1992, 1995 Y 1997/98. Segundo, una tendencia creciente en el índice I.P.A. Y tercero, desde

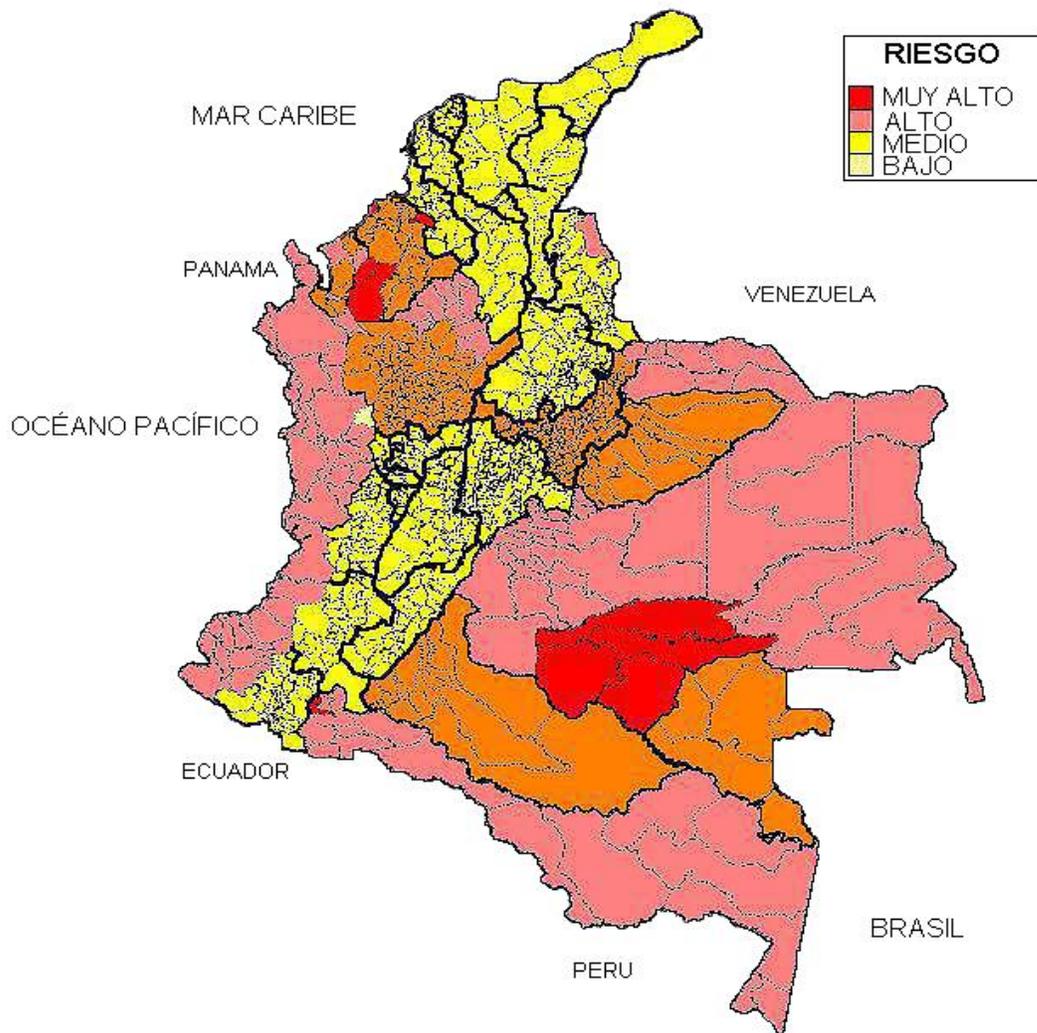


Figura 6.1 Mapa de riesgo malárico para Colombia a finales de 1996. Preparado por el Ministerio de Salud de Colombia, y cedido cortesmente por el Dr. Julio C. Padilla.

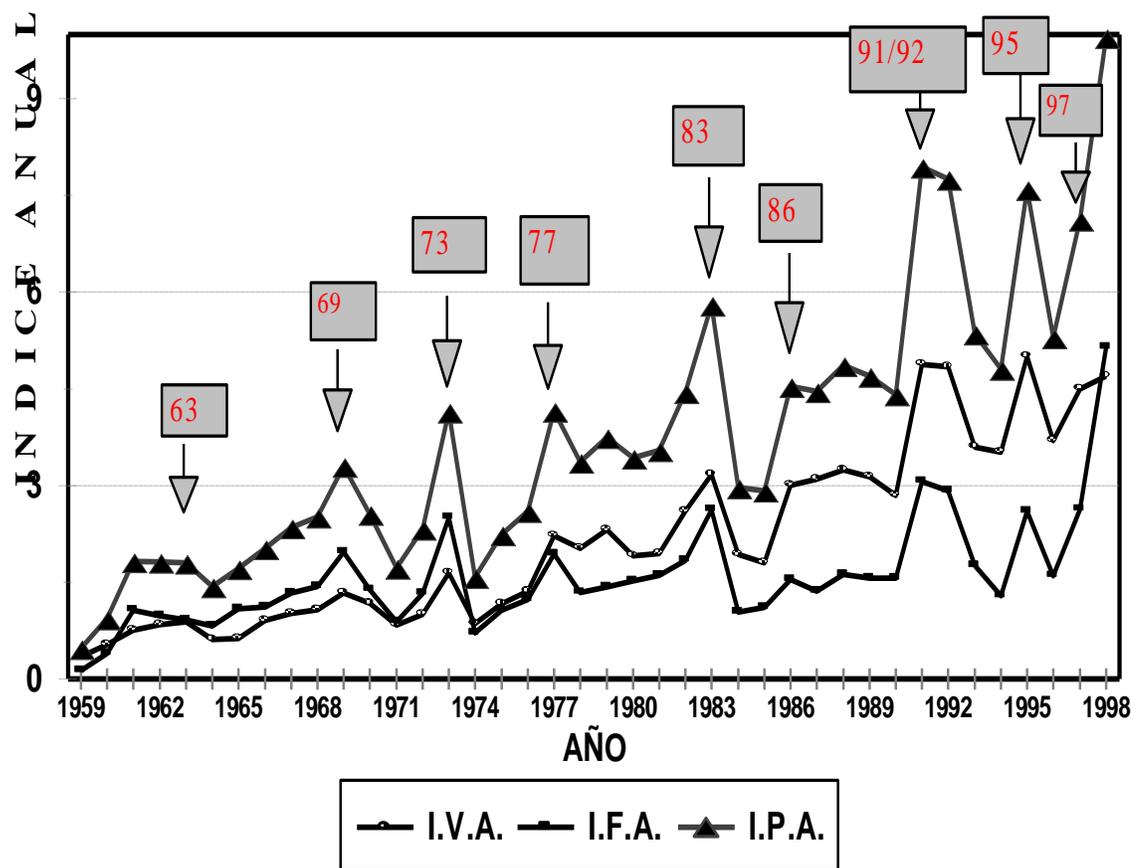


Figura 6.2 Series del índice anual de Incidencia Parasitaria Anual (I.P.A) para Colombia. Datos del Ministerio de Salud de Colombia. Los datos incluyen los casos de *P. vivax* (I.V.A) y *P.falciparum* (I.F.A).

mediados de la década de los 1970's, el *P. vivax* se ha vuelto más predominante que el *P. falciparum* en el promedio nacional. Con respecto al primer punto, se destaca que todos los años señalados corresponden a eventos El Niño, con excepción al de 1961, pero como se mencionó anteriormente, el período seco de 1957 a 1961 está muy determinado por el ENSO 1957-1958, dadas las fuertes anomalías (Poveda, 1994; Poveda y Mesa, 1997).

En la Figura 6.3 se presenta la serie de homogeneizada de I.P.A (removiendo la tendencia mediante un ajuste polinómico lineal a la serie de tiempo), conjuntamente con las anomalías de temperatura superficial del Océano Pacífico en la región Niño-4 del Océano Pacífico y la serie de la primera Componente Principal de las lluvias mensuales en Colombia (figura 3.15). En tal gráfico es clara la fuerte asociación entre tales variables, ya que el análisis de correlación cruzada indica un coeficiente de correlación simultáneo de 0,5 (al nivel de significancia de 95%) entre las series de I.P.A. y las TSM en la región Niño-4. Este resultado sugiere que la variabilidad climática interanual podría explicar una parte muy importante de la varianza del registro de malaria en Colombia. El coeficiente de correlación entre las series de la primera componente principal de la precipitación en Colombia y la serie de I.P.A. es de 0,42, estadísticamente significativo al nivel de 95%.

Los análisis al nivel anual oscurecen el hecho de que durante los eventos de El Niño que han durado por dos años calendario (1972-73, 1982-83, 1986-1987, 1991-92, 1994-95 Y 1997-98), el registro de malaria también se incrementa durante el segundo semestre del primer año (año 0). Estos resultados indican la fuerte asociación entre la ocurrencia del fenómeno El Niño en el Océano Pacífico y las epidemias de malaria en Colombia. Entre las razones que explican tan fuerte dependencia está el incremento en la temperatura del aire durante El Niño y la disminución de precipitación en Colombia, que crean las condiciones entomológicas y ambientales para la ocurrencia de las epidemias asociadas a los efectos climáticos de El Niño.

La clara tendencia creciente que se observa en la Figura 6.2 puede ser debida a la combinación de varios factores: (1) Los mosquitos han desarrollado resistencia a los insecticidas a raíz de las campañas de prevención y control del período 1962-1994; (2) Las especies de *Plasmodium* han desarrollado resistencias a las drogas antimaláricas; (3) Las campañas de prevención y control han declinado debido a problemas presupuestales y aún a problemas de guerrilla en zonas aptas para la transmisión de la enfermedad; 4) resultado de cambio climático en Colombia, del cual ya hay evidencias evidentes. En la Figura 6.4 se presenta la series de la primera Componente Principal de las temperaturas mínimas en Colombia. Es clara la tendencia creciente de estas series, que

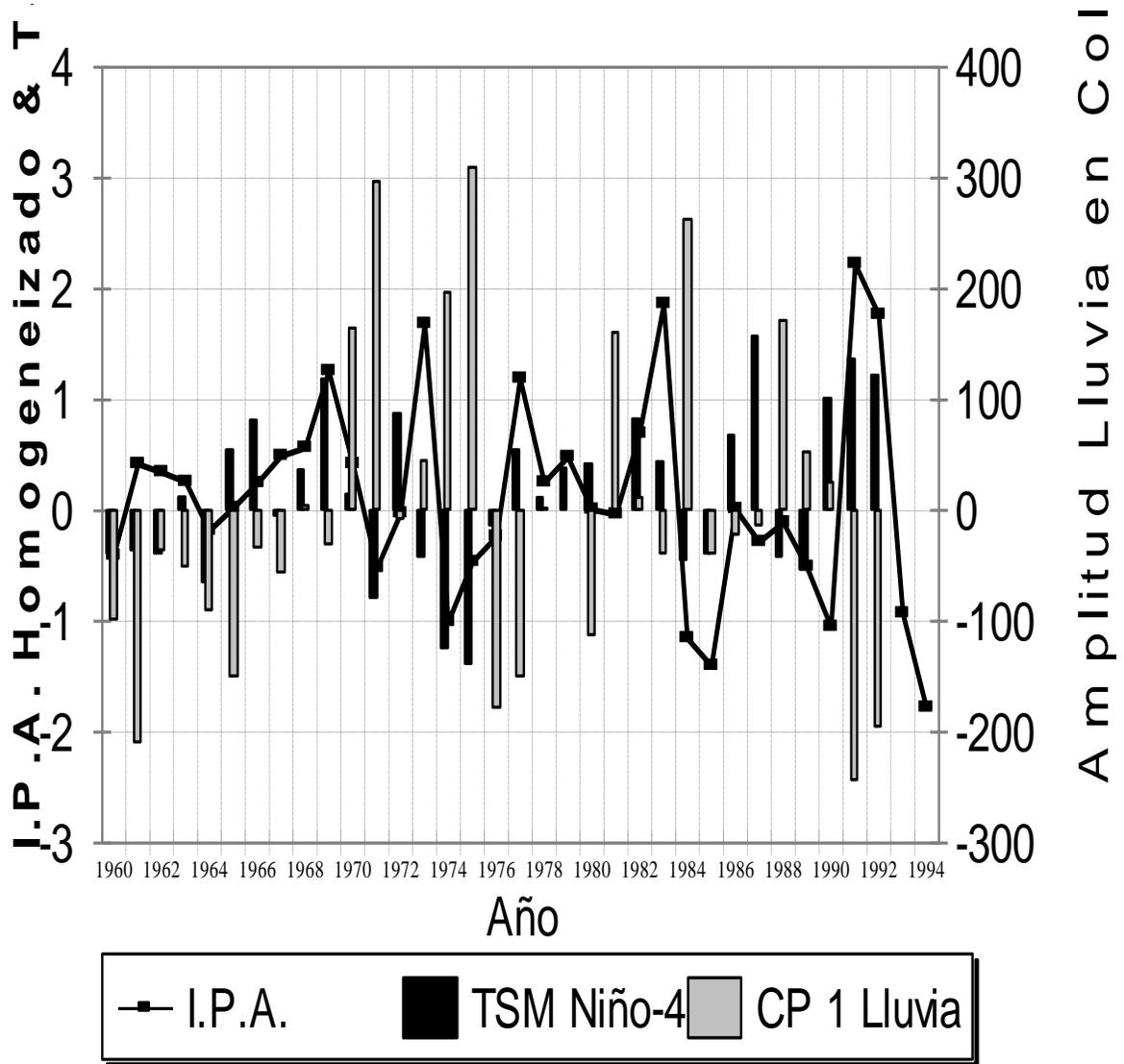


Figura 6.3 Evolución de las series de I.P.A (homogeneizado) para Colombia, así como de las anomalías de temperatura de la superficie del mar (TSM) en la región Niño-4, y de la primera componente principal (promediada anualmente) de las lluvias mensuales de Colombia.

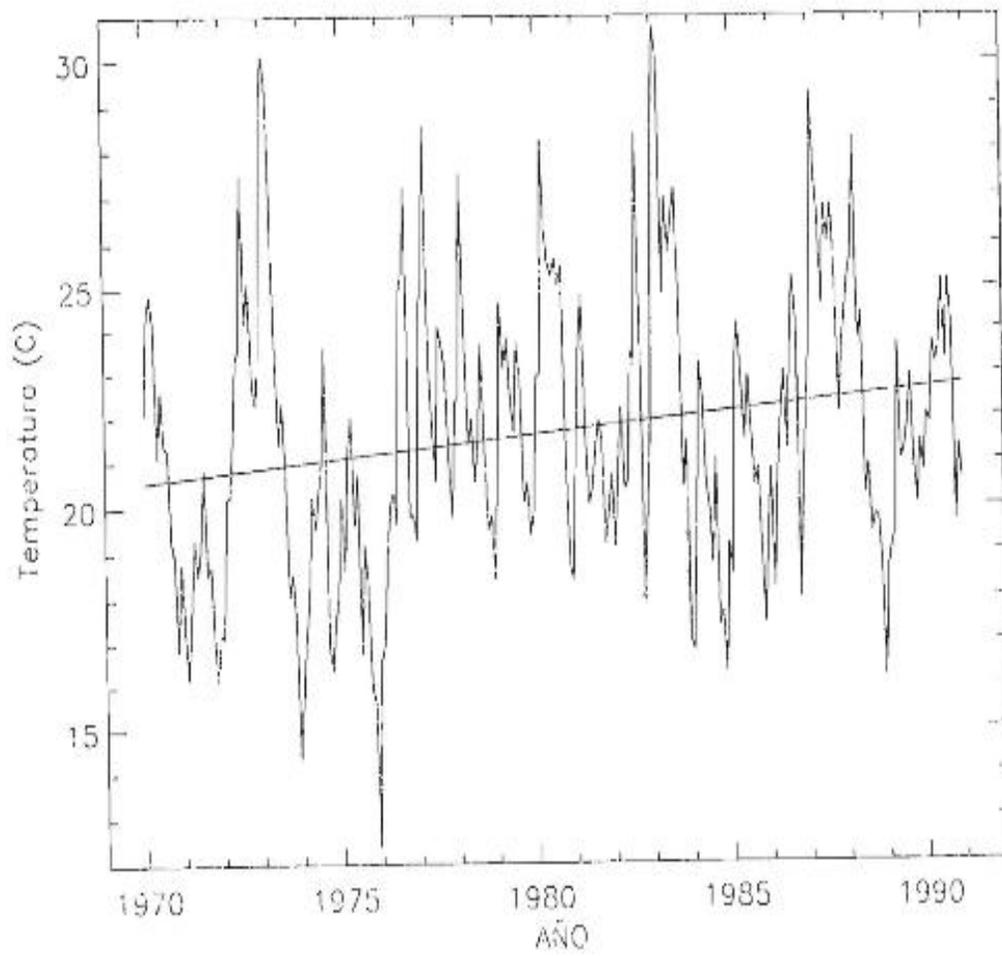


Figura 6.4 Serie de la primera Componente Pincipal de las temperaturas mínimas en Colombia.

constituye una característica generalizada en todo el país, ver el trabajo de *UNAL-UPME*, 1996). Y 5) mejoras en el sistema de diagnóstico, registro y documentación de la enfermedad.

6.3.2 A nivel regional

Con los registros de I.P.A. a nivel departamental, se efectuó el mismo tipo de análisis retrospectivo. Para definir las pruebas de hipótesis estadísticas se estableció un criterio para definir la ocurrencia de una epidemia. Este es un aspecto delicado, especialmente en regiones en donde la prevalencia de la enfermedad es endémica a través de todo el año, y donde hay tendencias crecientes de largo plazo. Se definió como criterio que una epidemia se presenta cuando quiera que la pendiente local (el incremento de un año a otro) es mayor que la pendiente de la línea de tendencia lineal de todo el registro de malaria. Este es un criterio subjetivo, pero es una cuestión que debe ser resuelta entre epidemiólogos, entomólogos y climatólogos, en trabajo transdisciplinario.

En los gráficos de la Figura 6.5 se presentan las series del índice de I.P.A. a nivel departamental. En tales figuras se resaltan con un color más fuerte las barras correspondientes a los años de ocurrencia de eventos de El Niño. El análisis regional permite detallar las regiones donde más incidencia puede tener la ocurrencia de malaria, en particular durante los eventos El Niño. Los departamentos con mayores valores del índice de I.P.A. son Arauca, Guaviare, Meta, Nariño, Putumayo, Vaupés y Vichada.

Se efectuaron análisis de frecuencias de ocurrencia de picos (epidemias) de malaria (índice I.P.A.) durante los eventos El Niño según la clasificación dada por *Kiladis y Diaz* (1989). Los resultados del porcentaje de veces que se ha presentado un incremento de malaria dado que ha ocurrido El Niño se presentan en la Figura 6.6. Como se observa, es casi generalizada la fuerte asociación entre los incrementos de malaria en todos los departamentos Colombianos cuando ocurre El Niño.

6.4 EVIDENCIAS DE LA CONEXIÓN ENSO-DENGUE

La fiebre de dengue (FD) transmitida por mosquitos vectores del género existe en todo el trópico. En los últimos quince años ha habido una resurgencia de FD, de dengue hemorrágico (DH) y del síndrome de shock por dengue (SSD) en las Américas, que han conducido a crisis de salud pública de gran escala. Las epidemias tienen múltiples causas sociales, biológicas y ambientales. Las basuras y desperdicios urbanos, las malas condiciones sanitarias y la proliferación de contenedores

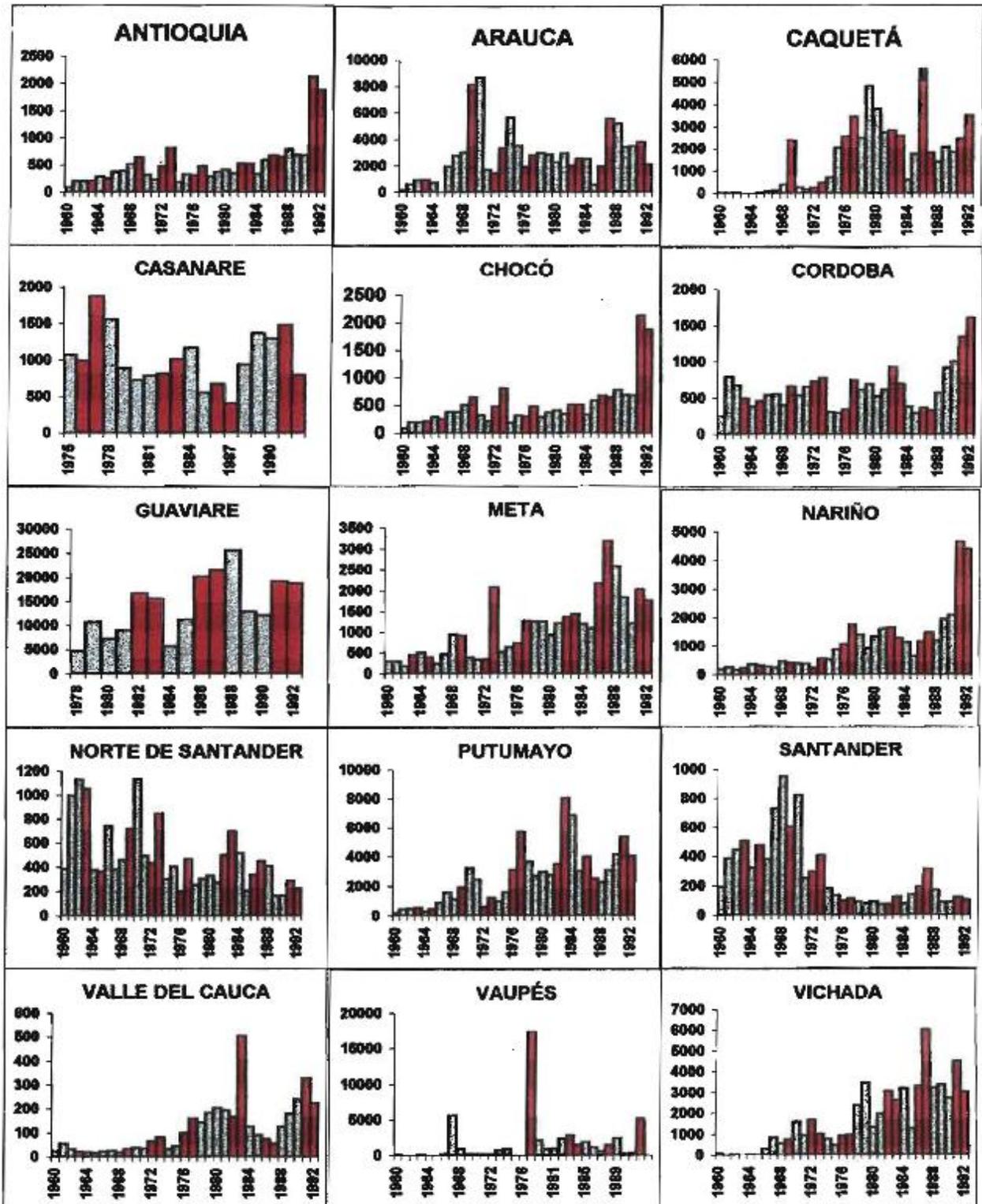


Figura 6.5. Evolución histórica del Índice Parasitario Anual (I.P.A.) a nivel departamental en Colombia. En color rojo se denotan los años del evento El Niño.

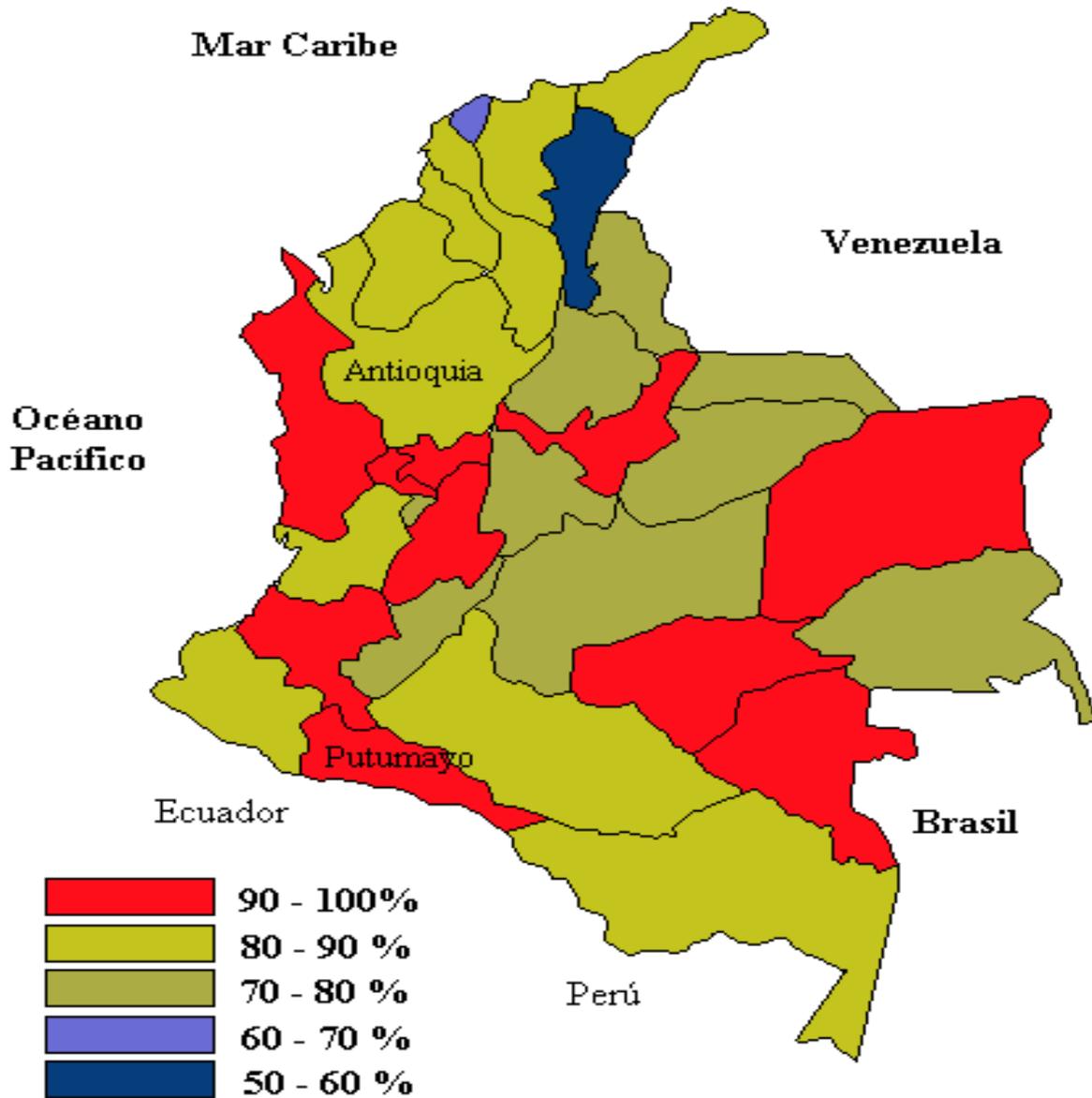
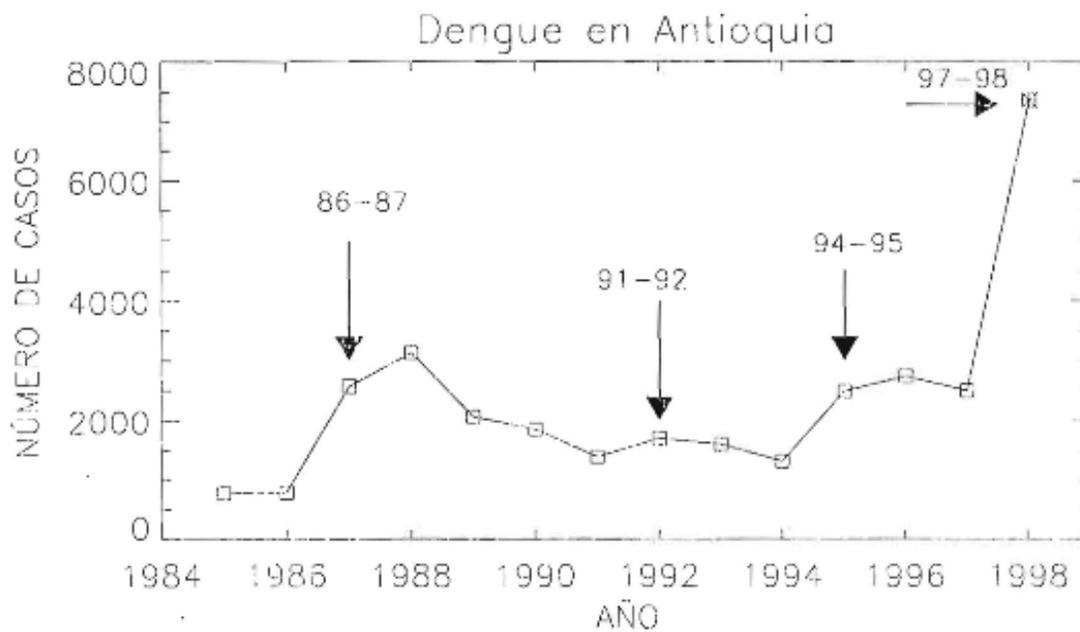
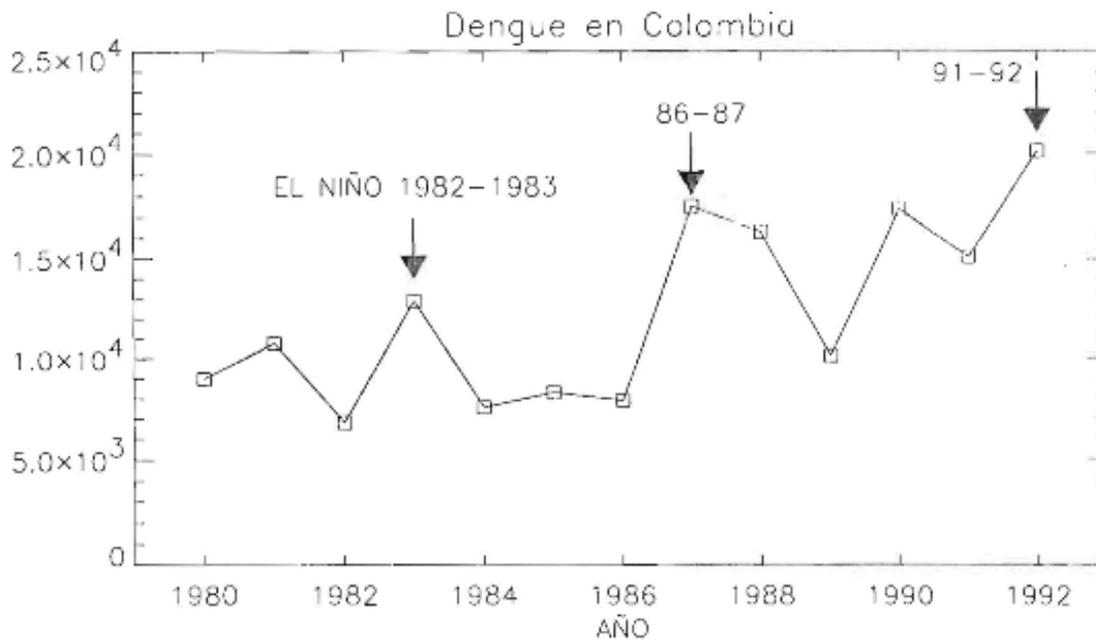


Figura 6.6 Frecuencia departamental (%) de ocurrencia de picos epidémicos de malaria (índice I.P.A), durante los eventos históricos de El Niño.

de agua y otros contenedores (no biodegradables), así como las desigualdades sociales, en general, proporcionan el marco para la resurgencia de la FD en América Latina. La Organización Panamericana de la Salud atribuye la resurgencia del dengue principalmente a los recortes en los programas para erradicar el mosquito *Aedes aegypti*.

Pero los factores meteorológicos y climáticos juegan un papel importante. En general, el clima restringe el rango en el cual pueden ocurrir las enfermedades transmitidas por vectores (ETV), mientras que el tiempo atmosférico influye sobre el momento en que se pueden disparar las epidemias (Dobson y Carper, 1993). Hay dos características del cambio climático que van de la mano con la distribución: (1) Calentamiento gradual y (2) el aumento desproporcionado en las temperaturas mínimas, en comparación con el aumento gradual en temperaturas promedio globales (Karl et al., 1993; Easterling et al., 1997).

Existen investigaciones que vinculan la transmisión de FD con la temperatura (Hales et al., 1996). La larva del mosquito sólo puede desarrollarse a temperaturas por encima de umbrales críticos. La temperatura también puede acelerar la etapa larval, conduciendo a mosquitos más pequeños que requieren mayor ingestión de sangre para su alimento. También el período de incubación extrínseco (del parásito dentro del mosquito, P.I.E.) se acorta a mayor temperatura. El virus del dengue tipo-2 tiene un P.I.E. de 12 días a 30EC y de sólo 7 días a 32-35EC (Watts et al., 1987). Koopman et al. (1991) encontraron que acortando el período de incubación en 5 días se puede conseguir un que la tasa de transmisión de dengue se triplique, y que aumentando la temperatura de 17EC a 30°C se cuadruplica la tasa de transmisión de dengue. Temperaturas más calientes pueden aumentar la cantidad de alimentación dentro de ciclo gonotrófico (Pant, 1973), dado el menor tamaño del cuerpo y el incremento del metabolismo debido al aumento de la temperatura. La incidencia de dengue clásico y hemorrágico en Colombia, la mayor parte de Centro América, varias naciones del Caribe está fuertemente influenciada los eventos del ENSO. La Figura 6.7 (parte superior) se presenta la evolución de los casos de dengue en Colombia durante el período 1980B92. Se observan picos epidémicos en los años de 1983, 1987, y 1992, todos ellos correspondientes a años (+1) de El Niño. La Figura 6.7 (inferior) muestra el número de casos de dengue en Antioquia, para el período 1985-1998, donde también se observan picos epidémicos durante los años (+1) de El Niño. Nótese el extraordinario incremento durante 1998 (7.368 casos hasta el 12 de septiembre). Durante 1997 hubo 3.950 casos de dengue hemorrágico en Colombia (41 muertes), equivalente a 9,82 por cada 100.000 habitantes, lo cual significa un aumento muy significativo si se compara con los 1.750 casos durante 1996 (14 muertes), equivalentes al 4,44 por cada 100.000 habitantes, según reportes del Ministerio de Salud de Colombia. En Antioquia



* Casos registrados en 1998 hasta el 12 de septiembre

Figura 6.7. Evolución de los casos de dengue clásico en Colombia para el período 1980-1992 (superior). Serie de casos en Antioquia para el período 1985-1998 (inferior).

hubo 67 casos de dengue hemorrágico durante 1997, y hasta septiembre de 1998 hubo 208 casos. De nuevo, los incrementos de temperatura y las aguas estancadas pueden estar asociados con los brotes epidémicos. El suministro de agua para consumo humano se convierte en un problema serio durante El Niño en Colombia, a causa de la sequía prolongada. Muchos habitantes de poblaciones rurales requieren almacenar agua en canecas y tanques, creando así más sitios adecuados para la incubación del mosquito *Aedes*, y de esa manera favoreciendo la transmisión del dengue en el país.

6.5 DISCUSIÓN E IMPLICACIONES

Hay una fuerte asociación entre la ocurrencia del evento de El Niño y los brotes epidémicos de malaria y dengue en Colombia. Las enfermedades tienen origen en factores ambientales, socio-económicos, patrones migracionales, aspectos demográficos, hereditarios, pero la variabilidad climática también contribuye a explicar la variabilidad de la incidencia de múltiples enfermedades, en particular aquellas transmitidas por el agua y por mosquitos vectores. Es posible aprovechar la porción de la varianza que la variabilidad climática contribuye a explicar de la incidencia de este tipo de enfermedades, de tal forma que se puedan establecer medidas de control y mitigación. La explicación de la asociación entre El Niño y los brotes epidémicos de malaria y dengue se da en términos del aumento de temperaturas del aire y de la disminución de las lluvias (mayor número de aguas estancadas), ya que ambos factores favorecen las componentes biológicas y entomológicas de ambas enfermedades.

Por esta razón, el ENSO se puede considerar como un Sistema de Alerta Temprana (SAT) para prevenir y mitigar la ocurrencia de tales enfermedades en Colombia. Así, una vez se tengan predicciones con alta confiabilidad y/o se esté presentando un evento del ENSO, se puede comenzar a usar insecticidas, a impregnar los mosquiteros con piretroides, a tomar medidas de control biológico, y otras mediadas no permanentes como planificar los inventarios de drogas, implementar campañas de diagnóstico y vacunación, acelerar el entrenamiento de personal, diseminar información a través de los medios de comunicación. Las predicciones del ENSO se reportan periódicamente en el *Climate Diagnosis Bulletin* (National Center for Environmental Predictions, de E.U.A.), y están disponibles en el WWW de Internet, en la dirección: http://nic.fb4.noaa.gov/products/analysis_monitoring. De otra parte, la fuerte asociación entre el ENSO y la hidro-climatología de Colombia proporciona posibilidades promisorias de establecer modelos predictivos adecuados de la hidro-climatología del país (Carvajal et al., 1994; Salazar et

al., 1994 a y b; *Poveda y Penland*, 1994). Esta investigación debe continuar explorando los mecanismos entomológicos, biológicos y ecológicos relacionados con las anomalías climáticas, por los cuales se incrementa la malaria cuando se presenta El Niño, en particular a nivel regional y local.

7. CONCLUSIONES

La hidro-climatología de Colombia y Suramérica tropical está fuertemente asociada con fenómenos atmosféricos, oceánicos y terrestres de gran escala. La variabilidad climática a escala interanual recibe la influencia de los océanos Pacífico y Atlántico, así como de los efectos de retroalimentación de la interacción del sistema tierra-atmósfera sobre el continente. La ocurrencia de la fase cálida del fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) sobre el Pacífico tropical está asociada con anomalías negativas de precipitación, humedad de suelo, evapotranspiración y caudales de ríos. La fase fría (La Niña) está asociada, en general, con los efectos contrarios.

El impacto de La Niña en Colombia es más fuerte que el de El Niño, en términos de la magnitud de las anomalías hidro-climáticas. Debido a las múltiples interacciones no lineales entre diversos fenómenos geofísicos, la relación entre el ENSO y las anomalías hidrológicas en las diversas regiones del trópico Suramericano no es simple, exhibiendo diferencias en amplitud, duración y disposición en el tiempo, pero el efecto de gran escala es claro. La influencia de gran escala se aprecia sobre la mayor parte del ciclo anual de las variables hidrológicas de Colombia, con un posible comportamiento disímil (anomalías positivas de precipitación) en sectores reducidos como el extremo sur de la costa Pacífica y la región de la Orinoquia en el trimestre junio-julio-agosto (año 0). La influencia del ENSO es especialmente fuerte en los trimestres de diciembre-enero-febrero (año +1), y septiembre-octubre-noviembre (año 0), siendo menor en durante marzo-abril-mayo (años 0 y +1).

Entre los índices que representan el clima del Océano Pacífico, el Índice de Oscilación del Sur (SOI) exhibe las mayores correlaciones con los registros hidrológicos de Colombia, lo cual constituye una gran ayuda para propósitos predictivos. En ese orden, le siguen las temperaturas superficiales del mar (TSM) en las regiones conocidas como Niño-4 y Niño-3. El gradiente de temperaturas existentes entre el occidente Colombiano y la región Niño 1+2 también constituye una variable que presenta altas correlaciones con la hidrología de Colombia. Se ha encontrado

evidencia de la propagación hacia el este de los efectos del ENSO en los caudales de ríos de Colombia y otros ríos del trópico de Sur América, siendo mayor y más temprano (0-3 meses) hacia el occidente y menor y más tarde (6-8 meses) sobre el oriente. Este parece ser un efecto de un comportamiento similar en la precipitación, que merece ser explicado en términos de la dinámica atmosférica durante El Niño. Se plantea que los procesos hidrológicos juegan un papel importante para determinar la velocidad a la cual se propagan las anomalías sobre el continente.

Los mapas de correlación entre las temperaturas superficiales del mar (TSM) en los océanos Pacífico, Índico y Atlántico tropical norte con los registros hidrológicos de Colombia y la estimación de histogramas de caudales durante El Niño y La Niña, constituyen un banco información para el diagnóstico de la influencia del ENSO y del clima del Océano Atlántico tropical Norte y para predicción hidrológica en diferentes regiones de Colombia. Los análisis de histogramas de frecuencias de caudales medios mensuales son de utilidad en tareas de planificación y operación de recursos hídricos. Los demás análisis presentados en este trabajo tratan de profundizar en el conocimiento de la influencia del ENSO y del clima del Atlántico tropical norte sobre las características espacio-temporales de la hidrología de Colombia. El tradicional Índice de Oscilación del Sur constituye una variable muy útil para propósitos de predicción hidrológica y climática, especialmente en las regiones occidental, Andina y Caribe de Colombia. Los mapas de iso-correlación entre las temperaturas del Océano Pacífico y los caudales también permiten confirmar las zonas de los Océanos Pacífico e Índico que tienen mayor influencia sobre la hidrología de Colombia, que son en su orden las regiones Niño-4 y Niño-3, la zona del monzón Indo-africano, y el gradiente de temperaturas tierra-océano entre la costa Pacífica de Colombia y la región Niño 1+2.

Desde el punto de vista de la dinámica de la interacción océano-atmósfera-tierra, el signo de las anomalías hidrológicas y climáticas en Colombia y en Suramérica tropical durante la ocurrencia de El Niño, es explicado por la combinación de los siguientes mecanismos:

(1) Por forzamiento de gran escala ocasionado por las perturbaciones propagadas a través de ondas Rossby atmosféricas. Entre ellas se destaca 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 (*Rasmusson y Mo, 1993*). Esta celda de Hadley anómala ocasiona un aumento de la presión atmosférica superficial y contribuye al desplazamiento hacia el suroeste del centro de convección dentro de la Zona de Convergencia Intertropical, y además contribuye a suprimir el ascenso de aire húmedo, y por tanto la convección profunda, factores que cooperan para reducir la precipitación sobre el trópico Suramericano.

(2) Por el debilitamiento de la corriente de chorro superficial del oeste que normalmente penetra por la costa Pacífica al interior de Colombia (“corriente del CHOCÓ”), cuya existencia y climatología se han descubierto en esta Disertación. Tal corriente, cuyo núcleo central está localizado durante todo el ciclo anual sobre la Latitud 5°N, es más intensa durante el trimestre septiembre-octubre-noviembre, y más débil en el trimestre marzo-abril-mayo. El debilitamiento de la corriente del CHOCÓ durante El Niño disminuye la advección de humedad desde el Pacífico hacia el interior de Colombia, y contribuye a debilitar la dinámica y a disminuir el número de complejos convectivos de meso-escala sobre el trópico Americano. El debilitamiento de la corriente del CHOCÓ durante El Niño se debe principalmente 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 tal gradiente de temperaturas del aire.
- El debilitamiento de la corriente de chorro superficial de los alisios de San Andrés, sobre el mar Caribe. 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. Además, el debilitamiento de la corriente de San Andrés causa una reducción de la advección de humedad sobre la costa Caribe y el norte de Sur América.

(3) Debilitamiento de la corriente de chorro del este de los 600-700 hPa sobre Suramérica tropical, como consecuencia de la disminución de la convergencia superficial y de la divergencia a esa altura. La existencia y climatología de esta corriente de chorro del este a tal altura sobre el ecuador Suramericano también constituye otro descubrimiento de esta Disertación. La interacción dinámica y termodinámica de las corrientes de chorro del oeste del CHOCÓ y del este de los 700 hPa es un tema de investigación primordial para entender el clima de Colombia, que queda abierto hacia el futuro.

(4) Disminución del centro de alta presión del Atlántico Norte subtropical, que es consistente con una disminución de los alisios del noreste, consistente con un incremento en las temperaturas del mar del Atlántico Norte y consistente con una disminución en las temperaturas del Atlántico tropical sur (*Hastenrath y Greischar, 1993*). Esta disminución también está asociada al debilitamiento de la corriente de chorro de San Andrés.

(5) Disminución de la actividad atmosférica sobre el mar Caribe, que se traduce en un menor número de huracanes, tormentas tropicales y ondas del este (*Gray y Sheaffer, 1992; Frank y Hebert, 1973*), a través del norte de América del Sur.

(6) Retroalimentación positiva de la interacción tierra-atmósfera sobre el norte de sur América. El déficit de precipitación durante El Niño, causado por el forzamiento de gran escala (teleconexiones) y por la influencia directa de El Niño sobre la corriente de chorro del CHOCÓ, a su vez está asociado con déficits de humedad del suelo y de caudales en los 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 la precipitación originada en

evapotranspiración local. En tanto que hay menor nubosidad, se da un incremento en la cantidad de radiación solar y la temperatura superficial, reforzando así las condiciones de sequía.

La humedad del suelo sobre el continente juega un papel similar al de las temperaturas superficiales en el océano, al condicionar la dinámica de la partición de las diferentes componentes de los balances de agua y energía en las interfaces tierra-atmósfera y océano-atmósfera, respectivamente. En esta Disertación se han mostrado y sustentado las evidencias acerca del comportamiento de persistencia de largo plazo de las anomalías de humedad del suelo a escala interanual en las cuencas de los ríos Amazonas, Orinoco y Magdalena, usando resultados de Modelos de Circulación General y del Reanálisis Climático de NCEP/NCAR. Las anomalías de humedad del suelo, aunque derivadas en tales modelos (no observadas) son completamente consistentes con las anomalías negativas registradas en las lluvias y en los caudales del continente durante El Niño, y con las condiciones opuestas durante La Niña. El caudal de los ríos, cuya medición es rutinaria y precisa, adquiere gran importancia como variable meteorológica, ya que, en el largo plazo, iguala la advección de humedad en la columna atmosférica de la cuenca, cuya medición es extremadamente pobre e incierta en el trópico. Estos resultados indican que la humedad del suelo es una componente importante de la dinámica del ENSO sobre el continente. Para confirmar plenamente esta hipótesis se requiere disponer de una buena base de datos de humedad del suelo sobre el trópico Suramericano. El IDEAM deberá tomar la iniciativa para Colombia.

Además del ENSO existen otros fenómenos oceánicos-atmosféricos de gran escala que influyen sobre la hidro-climatología de Colombia. Entre ellos, en este trabajo se ha examinado la influencia del clima y las TSM del Atlántico tropical norte. Consistentemente, se ha encontrado una significativa influencia de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) en la hidro-climatología de Colombia, en particular sobre la Costa Atlántica, ya que la intensidad de los vientos alisios sobre el Atlántico norte y el mar Caribe está muy determinada por la intensidad y posición de la alta de las Azores, que constituye uno de los sitios de definición de la NAO. También se ha identificado la posible influencia de la Oscilación Cuasi-Bienal (QBO), cuyo entendimiento queda como un reto hacia el futuro. Sobre el clima de Colombia también influyen las ondas tropicales del este, la circulación y el propio clima generado dentro de la cuenca Amazónica, además de las ondas atmosféricas con período de 30-60 días que ocurren sobre el Océano Pacífico tropical. A otras escalas de tiempo, es fundamental investigar el papel del ciclo diurno sobre la circulación y la formación del clima de las diferentes regiones del país. Sobre estos temas también se debe continuar la investigación.

En el capítulo 4 se ha ilustrado la capacidad de mejorar la predicción de la hidrología de Colombia cuando se involucra la información del clima de los Océanos Pacífico e Índico dentro de las variables predictoras, usando el enfoque de Modelación Lineal Inversa. Aunque este método proporciona una mejoría en las predicciones hidrológicas con respecto a los métodos tradicionalmente usados en hidrología, su naturaleza lineal impone limitaciones fuertes para la predicción de largo plazo. Estas limitaciones se han puesto de presente en los mapas geográficos del forzamiento estocástico, que presentan zonas de posible comportamiento no lineal en las regiones del chorro superficial del oeste (Chorro del Chocó) y en el Pacífico oeste.

El análisis de series hidrológicas tiene importancia ya que temas como la persistencia hidrológica, la existencia de ciclos y tendencias han sido temas centrales en la literatura hidrológica por décadas. El tema del llamado “efecto o fenómeno de Hurst” en los registros geofísicos (*Mesa y Poveda, 1993; Poveda y Mesa, 1994*) y el tipo de memoria involucrada en tales procesos adquiere una nueva interpretación bajo la presencia de forzamiento (cuasi) periódicos y de calentamiento global (ver *Smith, 1993*). Es por ello que la influencia de fenómenos oceánicos-atmosféricos de gran escala sobre las anomalías hidrológicas debe considerarse en tareas de planificación y operación de sistemas de recursos hidráulicos. Los impactos sociales, económicos y ambientales del ENSO son muy fuertes en Colombia (ver capítulo 1). Actualmente Colombia mira con cuidado la evolución del clima global, en particular del clima del Océano Pacífico para la operación y expansión de sistemas de recursos hidráulicos. Tales tareas también merecen considerar la naturaleza inherentemente no lineal de los procesos climáticos e hidrológicos, entre los cuales estamos usando redes neurales (*Mesa et al., 1994b*), análisis espectral singular (*Carvajal et al., 1994*), procesos estocásticos continuos con dos estados estables, forzados por ruido aleatorio (*Salazar et al., 1994a*), procesos autorregresivos dependientes del régimen (*Salazar et al., 1994b*), el método Lineal inverso (capítulo 4), y métodos de regresión adaptativos multivariados por tramos (MARS, *Rendón, 1997*). Ciertamente el uso de estas técnicas ha mejorado la capacidad de predicción hidrológica.

Las anomalías hidrológicas no son espectadores pasivos del “clima circundante”, sino que contribuyen a conformarlo. El caso de Sur América tropical es un paradigma de tal retroalimentación. En particular, las anomalías de presión atmosférica superficial, precipitación, advección de humedad atmosférica, temperatura, evapotranspiración, humedad de suelo y caudales de ríos están interconectadas en un sistema altamente coherente y juegan un papel fundamental en la dinámica del ENSO sobre la región, y cooperan con el forzamiento de gran escala para modular las anomalías hidrológicas durante El Niño. Para comenzar, la ocurrencia de ambas fases del ENSO afecta todos estos campos climáticos. Hemos planteado y sustentado la hipótesis de los mecanismos por los cuales la hidrología del trópico de Sur América juega un papel preponderante para construir el “puente tierra-atmósfera” que conecta las anomalías de TSM del Océano Pacífico con las anomalías de TSM del Atlántico tropical norte y del mar Caribe, que son típicas una vez que El Niño ha comenzado. El debilitamiento del campo de vientos alisios entre la Alta del Atlántico Norte y el trópico de Sur América, explica el calentamiento del Atlántico Norte (*Curtis and Hastenrath, 1995*), durante el trimestre marzo-abril-mayo (+1). Tal debilitamiento es controlado por anomalías de la presión atmosférica superficial tanto viento arriba en la región de la Alta del Atlántico Norte, así como viento abajo sobre el trópico de Sur América. Este último control involucra los mecanismos de retroalimentación de la interacción del sistema tierra-atmósfera que hacen parte de la dinámica del ENSO sobre la región. Los mecanismos propuestos constituirían el “puente tierra-atmósfera” que conecta las anomalías de temperaturas superficiales del mar en los Océanos Pacífico y Atlántico (*Poveda y Mesa, 1997*). Resultados de simulaciones con modelos de circulación general y modelos de meso-escala evidencian que muchos rasgos de esta hipótesis son correctos (*Zeng et al., 1996*).

Se ha descubierto también que hay una fuerte asociación histórica entre la ocurrencia de epidemias de malaria y dengue en Colombia y la ocurrencia de El Niño, como consecuencia del aumento de temperaturas y la disminución de las lluvias, factores que favorecen la dinámica biológica, y ecológica de ambas enfermedades (*Poveda y Rojas, 1996, 1997*). Este descubrimiento vincula la variabilidad climática de escala interanual con las enfermedades de

transmisión por vectores (ETV) y de origen hídrico en el país. Las implicaciones son profundas para facilitar la prevención primaria, control y mitigación de estas enfermedades. Hay la necesidad de entender los mecanismos físicos que relacionan la variabilidad climática con la ecología de los vectores y la infectividad de los parásitos ante cambios en la temperatura y la humedad, y de desarrollar estudios ecológicos sobre la sensibilidad de las ETV's en sitios localizados en las márgenes de áreas endémicas.

Esta disertación traduce el interés de los hidrólogos hacia disciplinas como la meteorología, la climatología y la oceanografía. Hemos intentado reunir estas ciencias usando la variabilidad climática interanual de Sur América tropical como un paradigmático caso de estudio, en el cual estas disciplinas se mezclan en forma bella. Recientemente, los meteorólogos y los oceanógrafos han comenzado a trabajar en cooperación para acoplar los procesos que ocurren en la interfaz océano-atmósfera. Nuestro trabajo pretende hacer un llamado a una incorporación de la hidrología en el esfuerzo cooperativo conducente al entendimiento de la variabilidad climática e hidrológica a distintas escalas espacio-temporales, más allá de la simple modelación. En esa dirección, este trabajo ofrece una perspectiva observacional detallada, para construir un marco analítico sobre la variabilidad interanual de la hidro-climatología del trópico Suramericano. En particular, las ideas contenidas en el capítulo 5 (Retroalimentación), que seguramente requieren ser comprobadas más a fondo y refinadas, constituyen un marco teórico consistente, que se requiere urgentemente en una región en donde las observaciones y el entendimiento teórico son todavía muy limitados.

Finalmente, aunque no menos importante, esta disertación ha contribuido al entendimiento de aspectos básicos de la variabilidad interanual de la hidro-climatología de Colombia y de Sur América tropical, tratando de elucidar los mecanismos físicos de la interacción del sistema tierra-océano-atmósfera sobre la región, pero también ha contribuido en aspectos muy importantes de la ciencia aplicada. Ambos tipos de contribuciones son ingredientes necesarios en Ingeniería, lo cual es crucial en el contexto del estado del arte de estos temas en Colombia.

REFERENCIAS

- Aceituno, P., On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate, *Mon. Wea. Rev.*, 116, 505-524, 1988.
- Aceituno, P., On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part II: Upper-air circulation, *J. Climate*, 2, 341-355, 1989.
- Aceituno, P., Anomalías climáticas en la región sudamericana durante los extremos de la Oscilación Austral, *Revista Geofísica*, No. 32, 1990.
- Aceituno, P., y F. Vidal, Variabilidad interanual en el caudal de ríos andinos de Chile central en relación con la temperatura de la superficie del mar en el Pacífico central, *Rev. Soc. Ing. Hidráulica*, Chile, Vol. 51, No. 1, 1990.
- Aceituno, P., y A. Montecinos, Circulation anomalies associated with dry and wet periods in the South American Altiplano, Preprints, *Proc. Fourth Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology*, Hobart, Australia, Amer. Meteor. Soc., 330-331, 1993.
- Angell, J. K., y J. Korshover, Quasi-biennial, annual, and semiannual zonal wind and temperature harmonic amplitudes and phases in the stratosphere and low mesosphere of the Northern Hemisphere, *Jour. Geph. Res.*, 75, 543-550, 1970.
- Arnett, A.B. y C.R. Steadman, Low-level wind flow over eastern Panama and northwestern Colombia, ESSA Technical Memorandum ERLTM-ARL 26, U. S. Department of Commerce, Environmental Science Services Administration Research Laboratories, Air Resources Lab., Silver Spring, Maryland, 73 pp., 1970.
- Barnett, T.P., The interaction of multiple time scales in the tropical climate system, *J. Climate*, 4, 269-285, 1991.
- Barnston, A.G., R.E. Livezey y M.S. Halpert, Modulation of Southern Oscillation-Northern Hemisphere mid-winter climate relationships by the QBO, *J. Climate*, 4, 203-217, 1991.
- Barnston, A.G., H.M. Van den Dool, S.E. Zebiak, T.P. Barnett, M. Ji, D.R. Rodenhuis, M.A. Cane, A. Leetmaa, N.E. Graham, C.R. Ropelewski, V.E. Kousky, E.A. O'Lenic, y R.E. Livezey, Long-lead seasonal forecasts - Where do we stand?, *Bull. Am. Met. Soc.*, 75, 2097-2114, 1994.
- Battisti, D.S., y A.C. Hirst, Interannual variability in the tropical atmosphere-ocean system: Influence of the basic state, ocean geometry, and nonlinearity, *J. Atmos. Sci.*, 46, 1687-1712, 1989.

- Battisti, D. S., y E. Sarachick, *The Physics of ENSO*, Rev. Geophys. Vol. 33 Suppl., 1995.
- Bonner, W.D., Case study of thunderstorm activity in relation to the low-level jet, *Mon. Wea. Rev.*, 94, 167-178, 1966.
- Bouma, M.J., Epidemiology and control of malaria in northern Pakistan with reference to the Afghan refugees, climatic change, and El Niño Southern Oscillation, ICG Printing, Dordrecht, The Netherlands, 1995.
- Bouma, M. J., y C. Dye, Cycles of malaria associated with El Niño in Venezuela, *Jour. Amer. Med. Assoc.*, 278, 1772-1774, 1997.
- Bouma, M.J., y H. J. van der Kaay, Epidemic malaria in India and El Niño Southern Oscillation, *The Lancet*, 344, 1638-1639, 1994.
- Bouma, M.J., C. Dye y H.J. Van der Kaay, Falciparum malaria and climate change in the northwest frontier province of Pakistan, *Am. J. Trop. Med. Hyg.*, 55(2), 131-137, 1996.
- Brubaker, K. L., y D. Entekhabi, Analysis of feedback mechanisms in land-atmosphere interaction, *Water Res. Res.*, 32, 1343-1357, 1996.
- Busalachi, A. y E. Sarachick, *The Physics of ENSO*, Rev. Geophys. Vol. 33 Suppl., 1995.
- Cane, M, S.E. Zebiak y S.C. Dolan, Experimental forecast of El Niño, *Nature*, 321, 827-832, 1986.
- Carbone, R.E., J.W. Conway, N.A. Crook, y M.W. Moncrieff, The generation and propagation of a nocturnal squall line. Part I: Observations and implications for mesoscale predictability, *Mon. Wea. Rev.*, 118, 26-49, 1990.
- Cárdenas, P.A., y L.R. Naranjo, Un índice empírico de ocurrencia del ENOS. Papel en la predictabilidad de elementos climáticos. Pre-impreso. Centro Nacional del Clima. Instituto de Meteorología de Cuba. La Habana, 1996.
- Carton, J. A., y B. Huang, Warm events in the tropical Atlantic. *Jour. Phys. Ocean.*, 24, 888-903, 1994.
- Carvajal, L.F., O.J. Mesa, J. E. Salazar, y G. Poveda, Aplicación del Análisis Espectral Singular a series hidrológicas en Colombia. *Memorias del XVI Congreso Latino-Americano de Hidráulica e Hidrología*, IAHS, Santiago de Chile, Vol. 3, 97-108, 1994.
- Carvajal, L.F., J.E. Salazar, O.J. Mesa y G. Poveda. Predicción hidrológica en Colombia

- mediante análisis espectral singular y máxima entropía, *Ingeniería Hidráulica en México*, Vol. XIII, No. 1, 7-16, enero-abril 1998.
- Castelli, F., e I. Rodríguez-Iturbe, Soil moisture-atmosphere interaction in a moist semigeostrophic model of baroclinic instability, *Jour. Atmos. Sci.*, 52, 2152-2159, 1995.
- Cavazos, T., y S. Hastenrath, Convection and rainfall over Mexico and their modulation by the Southern Oscillation, *Intern. Jour. Climatol.*, 10, 377-386, 1990.
- Caviedes, C. y P.R. Waylen, Chapters for a Climatic History of South America, En: *Beiträge zur regionalen und angewandten klimatologie* (H. Saurer, ed.), Instituto de Geografía Física, Universität Freiburg I. Br., 149-180, 1991.
- Chang, C., Westward propagating cloud patterns in the tropical Pacific as seen from time-composite satellite photographs, *Jour. Atmos. Sci.*, 27, 133-138, 1970.
- Chang, P., B. Wang, T. Li, y L. Ji, Interactions between the seasonal cycle and ENSO-frequency entrainment and chaos in a coupled atmosphere-ocean model, *Geophys. Res. Lett.*, 21, No. 25, 2817-2820, 1994.
- Chen, D., S.E. Zebiak, A.J. Busalacchi y M.A. Cane, An improved Procedure for El Niño forecasting, sometido a *Science*, 1995.
- Chu, P-S., Brazil's climate anomalies and ENSO, En: *Teleconnections linking worldwide climate anomalies* (Glantz et al., eds.). Cambridge University Press, 42-64, 1991.
- Cook, K. H., Mechanisms by which surface drying perturbs tropical precipitation fields, *J. Climate*, 7, 400-413, 1994.
- Covey, D., y S. Hastenrath, The Pacific El Niño phenomenon and the Atlantic circulation, *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1280-1287, 1978.
- Curtis, S., y S. Hastenrath, Forcing of anomalous sea surface temperature evolution in the tropical Atlantic during Pacific warm events, *J. Geoph. Res.*, 100, C8, 15,835- 15,847, 1995.
- Delgado, J. A., Predicción de pluviosidad en la sabana de Bogotá con una red neuronal. II coloquio Latinoamericano de Análisis. Universidad Nacional de Colombia. Santafé de Bogotá, 1992.
- DelSole, T., y B. F. Farrel, A stochastically excited linear system as a model for quasigeostrophic turbulence: Analytic results for one- and two-layer fluids, *J. Atmos. Sci.*, 52, 2531-2547, 1996.

- Delworth., T., y S. Manabe, Climate variability and land-surface processes, *Adv. Water Res.*, 16, 3-20, 1993.
- DeVries, T.J., A review of geological evidence for ancient El Niño activity in Peru, *Jour. Geoph. Res.*, 92, C13, 14.471-14.479, 1987.
- DeWitt, D. G., E. K. Schneider, and A. D. Vernekar, Factors mantaining the zonally assymetric precipitation distribution and low-level flow in the tropics of an AGCM: Diagnostic studies, *Jour. Atmos. Sci.*, 53, 2247-2263, 1996.
- Diaz, H. F., y G. N. Kiladis, Atmospheric teleconnections associated with the extreme phases of the Southern Oscillation. En: *El Niño. Historical and paleoclimatic aspects of the Southern Oscillation* (H. F. Diaz y V. Markgraf, eds.), Cambridge University Press, 7-28, 1992.
- Diaz, H. F., y V. Markgraf (eds.). *El Niño. Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation*. Cambridge University Press, 476 p., 1992.
- Dickey, J. O., S. L. Marcus, R. Hide, T. M. Eubanks, y D. H. Boggs, Angular momentum exchange among the solid Earth, atmosphere, and oceans: A case study of the 1982-1983 event, *Jour. Geoph. Res.*, 99, B12, 23.921-23.937, 1994.
- Dickey, J. O., S. L. Marcus, y R. Hide, Global propagation of interannual fluctuations in atmospheric angular momentum, *Nature*, 357, 482-488, 1992.
- Diermeyer, P. A., *Assesing GCM sensitivity to soil wetness using GSWP data*, Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies, COLA, Calverton, MD, Report No. 47, 28 p., 1997.
- Dobson, A., y R. Carper, Biodiversity. *Lancet*, 342,1096-1099, 1993.
- Eagleson. P. E., The evolution of modern hydrology (from watershed to continent in 30 years), *Adv. Water Res.*, 17, 3-18, 1994.
- Easterling, D.R., Horton, B., Jones, P.D., Peterson, T.C., Karl, T.R., Parker, D.E., Salinger, M.J., Razuvayev, V., Plummer, N., Jamason, P., y C.K. Folland, Maximum and minimum temperature trends for the globe. *Science*, 277,363-367, 1997.
- Elthair, E. A., A soil moisture-rainfall feedback mechanism. 1. Theory and observations, *Water Res. Res.*, 34, 765-776, 1998.
- Elthair, E. A., y R. Bras, On the response of the tropical atmosphere to large-scale deforestation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 119, 779-793, 1993.

- Emanuel, K. A., *Atmospheric Convection*, Oxford University Press, New York, 580p., 1994.
- Emanuel, K. A., J. D. Neelin, y C. S. Bretherton, On large-scale circulations in convecting atmospheres, *Q. J. R. Met. Soc.*, 120, 1111-1143, 1994.
- Enfield, D. B., y D. B. Mayer, Tropical Atlantic sea surface temperatures variability and its relationship to El Niño-Southern Oscillation, *Jour. Geoph. Res.*, 102, 929-945, 1997.
- Epstein. P. R., Emerging diseases and ecosystem instability: New threats to public health, *Amer. Jour.Pub.Health*, 85, 168-172, 1995.
- Epstein, P.R., y G.P. Chikwenhere, Biodiversity questions (Ltr), *Science*; 265, 1510-1511, 1994.
- Epstein, P.R., y M. Stewart, Saving scarce public health resources and saving lives: Health sector applications of climate forecasting. Preprint. 1995.
- Eslava, J., Algunas particularidades climáticas de la región del Pacífico Colombiano, *Atmósfera*, 17, 45-63, 1993.
- Estoque, M. A., J. Luque, M. Chandeck-Monteza, y J. García, Effects of El Niño on Panama rainfall, *Geofísica Internacional*, 24, 355-381, 1985.
- Frank, N. L., The inverse V cloud pattern: An easterly wave?, *Mon. Wea. Rev.*, 97, 130-140, 1969.
- Frank, N. L., y P. J. Hebert, Atlantic tropical systems of 1973, *Mon. Wea. Rev.*, 102, 290-295, 1974.
- Friedman, J. H., Multivariate Adaptive Regression Splines, *The Annals of Statistics*, Vol. 19, No. 1, 1-141, 1991.
- Gessler, R. D., Precipitation variability over Ecuador associated with the El Niño / Southern Oscillation. Tesis de Master of Arts, Dept. of Geography, University of Florida, Gainesville, Florida, U.S.A, 85 p., 1994.
- Gil, M. M., y N. Quiceno, *Influencia del fenómeno El Niño-Oscilación del Sur en el ciclo anual de la hidroclimatología de Colombia*. Proyecto Dirigido de Grado, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 1997.
- Gill, A.E., Elements of coupled ocean-atmosphere models for the tropics, En: *Coupled Ocean-Atmosphere Models*, J.C.J. Nihoul (ed.), Elsevier Oceanogr. Ser., 40, pp. 303-327, Amsterdam, 1985.

- Gill, C.A., The role of meteorology and malaria. *Indian Journal of Medical Research*, 8, 633-693, 1920a.
- Gill, C.A., The relationship between malaria and rainfall. *Indian Journal of Medical Research*, 37,618-632, 1920b.
- Glantz, M., R. Katz, y N. Nicholls (eds.), *Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies*, Cambridge University Press. 535 p., 1991.
- Goddard, L., y N. Graham, El Niño in the 1990's, *J. Geophys. Res.*, 102-C5, 10.423-10.436, 1997.
- Gray, W. M. y J. D. Sheaffer, El Niño and QBO influences on tropical cyclone activity. En: *Teleconnections linking worldwide climate anomalies* (Glantz et al., eds.), Cambridge University Press, 257-284, 1991.
- Gray, W.M., J.D. Sheaffer, y J. Knaff, Influence of the stratospheric QBO on ENSO variability, *Jour. Met. Soc. Japan*, 70, 975-995, 1992.
- Grimmer, M., The space-filtering of monthly surface temperature data in terms of pattern, using Empirical Orthogonal Functions. *Quart. J. Royal Meteor. Soc.*, 39, 395-408, 1963.
- Hales, S., Weinstein, P., y A. Woodward, Dengue fever in the South Pacific: driven by El Niño Southern Oscillation?, *Lancet*, 348,1664-65, 1996.
- Halpert, M.S. y C.F. Ropelewsky, Surface temperature patterns associated with the Southern Oscillation, *J. Climate*, 5, 577-593, 1992.
- Harrison, D. E., y N.K. Larkin, El Niño-Southern Oscillation Sea Surface Temperature and wind anomalies, 1946-1993, *Rev. Geoph.*, 36, 353-399, 1998.
- Hasselmann, K., PIPs and POPs-A general formalism for the reduction of dynamical systems in terms of Principal Interactions Patterns and Principal Oscillation Patterns, *Jour. Geoph. Res.*, 93, 11.015-11.020, 1988.
- Hastenrath, S., Variations in low-latitude circulations and extrem climatic events in the tropical Americas, *Jour. Atmos. Sci.*, 33, 202-215, 1976.
- Hastenrath, S., Diagnostic and prediction of anomalous river discharges in northern South America, *J. Climate*, 3, 1.080-1.096, 1990.
- Hastenrath, S., *Climate Dynamics of the Tropics*, Kluwer, Dordrecht, 488 pp., 1991.

- Hastenrath, S., Annual cycle of upper air circulation and convective activity over the tropical Americas. *Jour. Geoph. Res.*, 102, D4, 4.267-4.274, 1997.
- Hastenrath, S., y L. Greischar, Further work on the prediction of Northeast Brazil rainfall anomalies, *J. Climate*, 6, 743-758, 1993.
- Hastenrath, S., y M.-C. Wu, Oscillations of the upper-air circulation and anomalies in the surface climate of the tropics, *Arch. Meteor. Geophys. Bioclimatol., Ser. B*, 31, 1-37, 1982.
- Hastenrath, S., De Castro, L. C., y P. Aceituno, The Southern Oscillation in the tropical Atlantic sector. *Contrib. Atmos. Physics*, 60, No.4, 447-464, 1987.
- Haworth, J., 1988: The global distribution of malaria and the present control effort. *En: Malaria*, Wersdorfer, W.H., and McGregor, I. (eds.), Churchill Livingstone, Edinburgh.
- Hirota, I., Observational evidence of semiannual oscillation in the tropical middle atmosphere, *Pure Appl. Geophys.*, 118, 284-306, 1980.
- Hirst, A.C., Unstable and damped equatorial modes in simple coupled ocean-atmosphere models, *J. Atmos. Sci.*, 43, 606-630, 1986.
- Hodnett, M. G., M. D. Omayá, J. Tomasella, y A. de O. Marques Filho, Comparisons of long-term soil water storage behaviour under pasture and forest in three areas of Amazonia. *Amazonian deforestation and climate*. J. H. C. Gash et al. (eds.), Wiley & Sons, 57-77, 1996.
- Holton, J. R., *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Academic Press, New York, 507 p., 1992.
- Hopkins, R. H., Evidence of polar-tropical coupling in upper stratospheric zonal wind, *J. Atmos. Sci.*, 32, 712-719, 1975.
- Horel, J. D., y A.G. Cornejo-Garrido, Convection along the coast of northern Peru during 1983: Spatial and temporal variation of clouds and rainfall, *Mon. Wea. Rev.*, 114, 2.091-2.105, 1986.
- Horel, J.D., y J.M. Wallace, Planetary scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, 109, 813-829, 1981.
- Horel, J. D., A. N. Hahman, y J. E. Geisler, An investigation of the annual cycle of convective activity over the Tropical Americas, *J. Climate*, 2, 1388-1403, 1989.

- Horel, J. D., V. E. Kousky, y M. T. Kayano, Atmospheric conditions in the Atlantic sector during 1983 and 1984, *Nature*, 322, 248-251, 1986.
- Hou, A. Y., y R. S. Lindzen, The influence of concentrated heating on the Hadley circulation, *J. Atmos. Sci.*, 49, 1233-1241, 1992.
- Hou, A. Y., y A. Molod, Modulation of the dynamic heating in the winter extratropics associated with the cross-equatorial Hadley circulation. *J. Atmos. Sci.*, 52, 2609-2626, 1995.
- Hsu, H.-H., Relationship between tropical heating and global circulation, Interannual variability, *J. Geophys. Res.*, 99, D5, 10,473-10,489, 1994.
- IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change, *Climate Change 1994: Radiative forcing of Climate Change and Evaluation of the IPCC 1992 Emission Scenarios*, (eds. J. T. Houghton et al.), Cambridge University Press, 339 p., 1995.
- Jackson, D. R., y L. J. Gray, Simulation of the semi-annual oscillation of the equatorial middle atmosphere using the extended UGAMP GCM, *Q. J. R. Met. Soc. London*, 120, 1,559-1588, 1994.
- Janowiak, J. E., P.A. Arkin, y M. Morrissey, An examination of the diurnal cycle in oceanic tropical rainfall using satellite and in situ data, *Mon. Wea. Rev.*, 122, 2,296-2,311, 1994.
- Jin, F.-F., J.D. Neelin, y M. Ghil, El Niño on the Devil's Staircase: Annual subharmonic steps to chaos, *Science*, 264, 70-72, 1994.
- Jipp, P. H., D. C. Nepstad, D. K. Cassel, y C. R. de Carvalho, Deep soil moisture storage and transpiration in forests and pastures of seasonally-dry Amazonia. *Climatic Change*, En imprenta, 1998.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewsky, J. Wang, A. Leetma, R. Reynolds, R. Jenne, y D. Joseph, The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 77, 437-471, 1996.
- Karl, T.R., Jones, P.D., Knight, R.W., Kukla, G., Plummer, N., Razuvayev, V., Gallo, K.P., Lindsay, J., Charlson, R.,J., y T.C. Peterson, A new perspective on recent global warming: Asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature. *Bull. Am. Met. Soc.* 74,1007-1023, 1993.
- Kayano, M. T., V. B. Rao, y A. D. Moura, Tropical circulations and the associated rainfall anomalies during two contrasting years, *Jour. Climatology*, 8, 477-488, 1988.

- Kiehl, J. T., Clouds and their effect on the climate system. *Physics Today*, 47, 36-42, 1994.
- Kiladis, G., y H.F. Diaz, Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation, *J. Climate*, 2, 1.069-1.090, 1989.
- Klein, W. H., Some empirical characteristics of long waves on monthly mean charts, *Mon. Wea. Rev.*, 80, 203-219, 1952.
- Koopman, J.S., D. R. Prevots, M.A.V. Marin, H.G. Dantes, M.L.Z. Aquino, I.M. Longini, y J.S. Amor, Determinants and predictors of dengue infection in Mexico. *Amer. Jour. Epidemiology*, 133, 1168–1178, 1991.
- Koster, R.D., y M.J. Suarez, Relative contributions of land and ocean processes to precipitation variability, *Jour. Geoph. Res.*, 100, D7, 13.775-13.790, 1995.
- Kousky, V. E., Atmospheric circulation changes associated with rainfall anomalies in tropical Brazil, *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1951-1957, 1985.
- Kousky, V. E., y M. T. Kagano, A climatological study of the tropospheric circulation over the Amazon region, *Acta Amazonica*, 11, 743-758, 1981.
- Kousky, V. E., y M. T. Kayano, Principal modes of OLR and 250-mb circulation for the south American sector, *J. Climate*, 7, 1131-1143, 1994.
- Kousky, V.E., M.T. Kayano, y I.F.A. Cavalcanti, A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies, *Tellus*, 36A, 490-504, 1984.
- Langley, R. B., R. W. King, I. I. Shapiro, R. D. Rosen, y D. A. Salstein, Atmospheric angular momentum and the length of the day: A common fluctuation with a period near 50 days, *Nature*, 294, 730-732, 1981.
- Lanzante, J. R., Lag relationships involving tropical sea surface temperature, *J. Climate*, 9, 2569-2578, 1996.
- Latif, M., T.P. Barnett, M.A. Cane, M. Flugel, N.E. Graham, H. von Storch, J.-S. Xu, y S.E. Zebiak, A review of ENSO prediction studies, *Climate Dynamics*, 9, 167-179, 1994.
- Lau, K. M., y A. J. Busalachi, El Niño-Southern Oscillation: A view from space, En: *Atlas of satellite observations related to global change* (R. J. Gurney et al., eds.), Cambridge University Press, 281-294, 1995.
- Lau, K. M., y P. H. Chan, Intraseasonal and interannual variations of tropical convection : A

- possible link between 40-50 day oscillation and ENSO?, *J. Atmos. Sci.*, 506-521, 1988.
- Lau, K.-H., y N.-G. Lau, Observed structure and propagation characteristics of tropical summertime synoptic scale disturbances, *Mon. Wea. Rev.*, 118, 1888-1913, 1990.
- Lau, K.-H., y N.-G. Lau, The energetics and propagation dynamics of tropical summertime synoptic-scale disturbances, *Mon. Wea. Rev.*, 120, 2.523-2.539, 1992.
- Lau, N.-C., y M.J. Nath, A modeling study of the relative roles of tropical and extratropical SST anomalies in the variability of the global atmosphere-ocean system. *J. Climate*, 7, 1184-1207, 1994.
- Lau, K.M., y P.J. Sheu, Annual cycle, Quasi-Biennial Oscillation, and Southern Oscillation in global precipitation, *Jour. Geoph. Res.*, 93, D9, 10.975-10.983, 1988.
- Lau, K. M., y P. J. Sheu, Teleconnections in global rainfall anomalies: seasonal to inter-decadal time scales. En: *Teleconnections linking worldwide climate anomalies* (Glantz et al., eds.), Cambridge University Press, 229-256, 1991.
- Lemaitre, Y., y P. Brovelli, Role of a low-level jet in triggering and organizing moist convection in a baroclinic atmosphere. A case study: 18 May 1984, *J. Atmos. Sci.*, 47, 82-100, 1990.
- Lenters, J. D. y K. H. Cook, On the origins of the Bolivian high and related circulation features of the South American climate, *J. Atmos. Sci.*, 54, 656-677, 1997.
- León, G., Fluctuaciones y tendencia de la temperatura del aire en la zona central de la cordillera Oriental, *Memorias IV Congreso Colombiano de Meteorología*, Sociedad Colombiana de Meteorología, Bogotá, 217-228, 1996.
- Li, B., y A.J. Clarke, An examination of some ENSO mechanisms using interannual sea level at the eastern and western equatorial boundaries and the zonally averaged equatorial wind, *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 681-690, 1994.
- Lindzen, R. S., On the development of the theory of the QBO, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 68, 329-337, 1987.
- Lindzen, R. S., y J. R. Holton, A theory of the quasibiennial oscillation, *J. Atmos. Sci.*, 25, 1.095-1.107, 1968.
- López, M. E., Cloud seeding trials in the rainy belt of western Colombia. *Water Res. Res.*, 2, 811-823, 1966.

- López, M. E., y W.E. Howell, Cloud seeding at Medellín, Colombia, during the 1961-64 dry seasons, *J. Appl. Met.*, 4, 54-60, 1967.
- Madden, R. A., Relationships between changes in the length of day and the 40- to 50-day oscillation in the tropics, *Jour. Geoph. Res*, 92, 8.391-8.399, 1987.
- Madden, R. A., Large intraseasonal variations in wind stress over the tropical Pacific, *Jour. Geoph. Res*, 93, 5.333-5.340, 1988.
- Madden, R. A., y P. R. Julian, Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific, *J. Atmos. Sci.*, 28, 702-708, 1971.
- Madden, R. A., y P. R. Julian, Description of global scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period, *J. Atmos. Sci.*, 29, 1.109-1.123, 1972.
- Maddox, R. A., Mesoscale convective complexes, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 61, 1374-1387, 1980.
- Mantua, N.J. y D.S. Battisti, Evidence for the delayed oscillator mechanism for ENSO: The “observed” oceanic Kelvin mode in the far western Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 691-699, 1994a.
- Marengo, J., Interannual variability of surface climate in the Amazon basin, *Intern. Jour. Climatol.*, 12, 853-863, 1992.
- Marengo, J. A., y S. Hastenrath, Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin, *J. Climate*, 6, 617-627, 1993.
- Martens, W.J.M., T. H. Jetten y D. Focks, Sensitivity of malaria, schistosomiasis and dengue to global warming. *Climatic Change*, 35,145-156, 1997.
- Martínez, M.T., Principales sistemas sinópticos en Colombia y su influencia en el comportamiento del tiempo, *Atmósfera*, 16, 1-10, 1993.
- Matalas, N.C., Mathematical assessment of synthetic hydrology, *Water Res. Res.*, 3, 937 - 945, 1967.
- Mechoso, C.R., y G. Pérez Iribaren, Streamflow in southeastern South America and the Southern Oscillation, *J. Climate*, 5, 1535-1539, 1992.
- Meisner, B.N., y P.A. Arkin, Spatial and annual variations in the diurnal cycle of large-scale tropical convective clouds and precipitation, *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2.009-2.032, 1987.
- Merrit, R. T., Easterly waves and perturbations, *Jour. Meteor.*, 3, 367-382, 1964.

- Mesa, O. J., y G. Poveda, The Hurst effect: The scale of fluctuation approach. *Water Res. Res.*, 29, 3.995-4.002, 1993.
- Mesa, O. J., G. Poveda, L. F. Carvajal y J. E. Salazar, Efecto del fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur en la hidrología Colombiana, *Memorias del XVI Congreso Latinoamericano de Hidráulica e Hidrología*, Vol. 3, IAHR, Santiago de Chile, 373-384, 1994a.
- Mesa, O. J., L. F. Carvajal, J. E. Salazar y G. Poveda, Predicción hidrológica usando redes neuronales, *Memorias del XVI Congreso Latinoamericano de Hidráulica e Hidrología*, IAHR, Santiago de Chile, Vol. 3, 385-396, 1994b.
- Mesa, O. J., G. Poveda, L. F. Carvajal y J. Salazar. Reservoir reliability design under interannual climatic and hydrologic variability. En: *Managing Water: Coping with scarcity and abundance*. American Society of Civil Engineers, San Francisco, USA, 470-476, 1997.
- Meyers, S.D., y J.J. O'brien, Pacific Ocean influences atmospheric carbon dioxide, *EOS*, 76, No. 52, 533-537, 1995.
- Milly, P. D. C., Potential evaporation and soil moisture in General Circulation Models, *J. Climate*, 5, 209-226, 1992.
- Milly, P. C. D., y K. A. Dunne, Sensitivity of the global water cycle to the water-holding capacity of land, *J. Climate*, 7, 506-526, 1994.
- Mo, K. C., y V. E. Kousky, Further analysis of the relationship between circulation anomaly patterns and tropical convection. *Jour. Geoph. Res.*, 98, D3, 5.103-5.113, 1993.
- Montealegre, J. E., Análisis del comportamiento de la precipitación en Colombia durante los períodos de ocurrencia de los fenómenos ENOS (El Niño-Oscilación del Sur) y el anti-Niño, *Memorias IV Congreso Colombiano de Meteorología*, Sociedad Colombiana de Meteorología, Santafé de Bogotá, 157-169, 1996.
- Montealegre, J.E., y J.D. Pabón, Características climáticas relevantes durante la ocurrencia de fenómenos ENOS en el nor-occidente suramericano, Reporte HIMAT, Bogotá, 1992.
- Munnich, M, M.A. Cane y S.E. Zebiak, A study of self-excited oscillations of the tropical ocean-atmosphere system. II. Nonlinear cases, *J. Atmos. Sci.*, 48, 1.238-1.248, 1991.
- Nagai, T., T. Tokioka, M. Endoh e Y. Kitamura, El Niño/Southern Oscillation simulated in an MRI atmosphere-ocean coupled general circulation model, *J. Climate*, 5, 1.202-1.233, 1992.

- Namias, J., Influence of the northern hemisphere general circulation on drought in Northeast Brazil, *Tellus*, 24, 336-346, 1972.
- Nepstad, D. C., C. R. de Carvalho, E. A. Davidson, P. H. Jipp, P. A. Lefebvre, G. H. Negreiros, E. D. Da Silva, T. H. Stone, S. E. Trumbore, y S. Vieira, The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. *Nature*, 372, 666-669, 1994.
- Newman, M., P. D. Sardeshmukh, y C. Penland, Stochastic forcing of the wintertime extratropical flow, *J. Atmos. Sci.*, 54, 435-455.
- Nieuwolt, S., *Tropical Climatology*, John Wiley, 207 p., 1977.
- Nigam, S., On the dynamical basis for the Asian monsoon rainfall-El Niño relationship, *J. Climate*, 7, 1750-1771, 1994.
- Nishizawa, T., y M. Tanaka, The annual change in the tropospheric circulation and the rainfall in South America, *Arch. Meteor. Geophys. Bioclimatol.*, Ser. B, 33, 107-116, 1983.
- Nobre, P., y J. Shukla, Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *J. Climate*, 9, 2.464-2.479, 1996.
- Norquist, D. C., E. E. Recker, y R. J. Reed, The energetics of African wave disturbances as observed during Phase II of GATE, *Mon. Wea. Rev.*, 105, 334-342, 1977.
- Numaguti, A., Dynamics and energy balance of the Hadley circulation and the tropical precipitation zones: Significance of the distribution of evaporation. *J. Atmos. Sci.*, 50, 1.874-1.887, 1993.
- Obregon, G. O., y C. A. Nobre, Principal component analysis of precipitation fields over the Amazon river basin, *Climanálise*, 5, 35-46, 1990.
- Oren, R. R. Zimmermann, y J. Terborgh, Transpiration in upper Amazonia floodplain and upland forests in response to drought-breaking rains, *Ecology*, 77, 968-973, 1996.
- Oster, R., Las Precipitaciones en Colombia. *Colombia Geográfica*, Vol. VI, No. 2, 144 p., 1979.
- Pan, Y.H., y A.H. Oort, Global climate variations connected with the sea surface temperature anomalies in the eastern equatorial Pacific Ocean for the 1958-73 period. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1244-1258, 1983.

- Pant, C. P., y M. Yasuno, Field studies on the gonotrophic cycle of *Aedes aegypti* in Bangkok, Thailand, *J. Med. Entomol.*, 10,219-10,223, 1973.
- Patz, J. A., P.E. Epstein, T.A. Burke, y J.M. Balbus, Global climate change and emerging infectious diseases, *Jour. Amer. Med. Assoc.*, 275, 217-223, 1996.
- Peixoto, J., y A. Oort, *Physics of Climate*, American Institute of Physics, New York, 520 pp., 1992.
- Penland, C., Randon forcing and forecasting using Principal Oscillation Pattern analysis. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 2.165-2.185, 1989.
- Penland, C., A stochastic model of IndoPacific sea surface temperature anomalies. *Physica D*, 98, 534-558, 1996.
- Penland, C., y M. Ghil, Forecasting northern hemisphere 700-mb geopotential heights using principal oscillations patterns, *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2355-2372.
- Penland, C., y T. Magorian, Prediction of Niño-3 sea surface temperatures using linear inverse-modeling. *J.Climate*, 6, 1067-1076, 1993.
- Penland, C., y L. Matrosova, A balance condition for stochastic numerical models with application to the El niño-Southern Oscillation, *J. Climate*, 7, 1352-1372, 1994.
- Penland, C., y P. D. Sardeshmukh, The optimal growth of tropical sea surface temperature anomalies, *J. Climate*, 8, 1999-2024, 1995.
- Peylin, P., J. Polcher, G. Bonan, D. L. Williamson, y K. Laval, Comparison of two complex land surface schemes coupled to the National Center for Atmospheric Research general circulation model, *Jour. Geoph. Res.*, 102, D16, 19413-19431, 1997.
- Philander, S. G. *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*, Academic Press, San Diego, CA, U.S.A., 293 p., 1990.
- Philander, S. G. H., D. Gu, D. Halpern, G. Lambert, N.-C. Lau, T. Li, y R. C. Pacanowsky, Why the ITCZ is mostly north of the Equator?, *J. Climate*, in press, 1997.
- Philander, S.G.H., T.Yamagata, y R.C. Pacanowski, Unstable air-sea interactions in the tropics, *J. Atmos. Sci.*, 41, 604-613, 1984.
- Piechota. T. C., J. A. Dracup, E. F. Brown, T. A. McMahon, y F. H. Chiew, Streamflow patterns in Panama and Chile associated with the extreme phases of the Southern Oscillation. *Proc. 1994 Western Pacific Geoph. Meeting*, AGU, Hong Kong, 25-29, 1994.

- Piersig, W. Schwankungen von luftdruck und luftbewegung sowie ein beitrage zum wettergeschehen im passatgebiet des ostlichen nordatlantischen ozeans, *Archiv der Deutschen Seewarte*, 54, No. 6, 41 pp., 1936.
- Pisciottano, G., A. Díaz, G. Cazes, y C.R. Mechoso, El Niño-Southern Oscillation impact on rainfall in Uruguay, *J. Climate*, 1286-1302, 1994.
- Poveda, G., Funciones Ortogonales Empíricas en el análisis de la relación entre los caudales medios en Colombia y las temperaturas de los océanos Pacífico y Atlántico, *Memorias del XVI Congreso Latinoamericano de Hidráulica e Hidrología*, IAHR, Santiago de Chile, Vol. 4, 131-144, 1994a.
- Poveda, G., Cuantificación del efecto de El Niño y La Niña sobre los caudales en Colombia. *Memorias del XVI Congreso Latinoamericano de Hidráulica e Hidrología*, IAHR, Santiago de Chile, Vol. 4, 107-117. 1994b.
- Poveda, G., ¿Atractores Extraños (Caos) en la hidro-climatología de Colombia? *Rev. Acad. Col. Cienc.*, Vol. 21, No. 81, 431-444, 1997.
- Poveda, G., y O.J. Mesa, Metodologías de predicción de la hidrología Colombiana considerando el evento El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), *Atmósfera*, 17, Sociedad Colombiana de Meteorología, Bogotá, 1993.
- Poveda, G., y O.J. Mesa, 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, 1995.
- Poveda, G., y O.J. Mesa, 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, 1996a.
- Poveda, G., y O.J. Mesa, La Oscilación del Atlántico Norte y su influencia sobre la hidroclimatología de Colombia. *Proc. XVII Latin-American Congress on Hydraulics and Hydrology*, Vol. II, Guayaquil, Ecuador, IAHR, 343-354, 1996b.
- Poveda, G., y O.J. Mesa, 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, 1996c.
- Poveda, G., y O.J. Mesa, Feedbacks between hydrological processes in tropical South America and large-scale ocean-atmospheric phenomena, *J. Climate*, 2690-2702, 1997.

- Poveda, G., y C. Penland, Predicción de caudales medios en Colombia usando Modelación Lineal Inversa, *Memorias del XVI Congreso Latino-Americano de Hidráulica e Hidrología*, IAHR, Santiago de Chile, Vol. 4, 119-129, 1994.
- Poveda, G. y W. Rojas, Impacto del fenómeno El Niño sobre la intensificación de la malaria en Colombia. *Memorias XII Seminario Nacional de Hidráulica e Hidrología*, Sociedad Colombiana de Ingenieros, Bogotá, 647-654, 1996.
- Poveda, G., y W. Rojas, Evidencias de la asociación entre brotes epidémicos de malaria en Colombia y el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur, *Rev. Acad. Col. de Cienc.*, Vol. 21, No. 81, 421-429, 1997.
- Poveda, G., O.J. Mesa, L.F. Carvajal, y J.E. Salazar, 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, Vol. 4, 93-105, 1994.
- Preisendorfer, R.W., *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography*. Elsevier, Amsterdam, 425 p., 1988.
- Pulwarty, R.S., Annual and intrannual variability of convection over tropical South America, Ph. D. Dissertation, Dept. of Geography, University of Colorado, Boulder, Colorado, USA, 1994.
- Pulwarty, R. S., y H.F. Diaz, A study of the seasonal cycle and its perturbation by ENSO in the tropical Americas, *IV Inter. Conf. South. Hem. Met. Ocean*, American Meteorological Society, 262-263, 1993.
- Pulwarty, R. S., R.G. Barry, y H. Riehl, Annual and seasonal patterns of rainfall variability over Venezuela, *Erdkunde*, 46, 273-289, 1992.
- Quinn, W. H., V. T. Neal, y S.E. Antunez de Mayolo, El Niño over the past four and a half centuries, *Jour. Geoph. Res.* , 92, 14.449-14.461, 1987.
- Quiñonez, M. L., M. F. Suárez, y G. A. Fleming, Estado de la susceptibilidad al DDT de los principales vectores de malaria en Colombia y su implicación epidemiológica. *Biomédica*, 7, 81-86, 1987.
- Rao, V. B., y K. Hada, Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillation, *Theor. Appl. Climatol.*, 42, 81-91, 1990.
- Rasmusson, E.M. y T. Carpenter, Variations in tropical SST and surface wind fields associated

- with the Southern Oscillation / El Niño, *Mon. Wea. Rev.*, 110, 354-380, 1982.
- Rasmusson, E. M., y K. Mo, Linkages between 200 mb tropical and extratropical circulation anomalies during the 1986-1989 ENSO cycle. *J. Climate*, 6, 595-616, 1993.
- Rasmusson, E.M., y J.M. Wallace, Meteorological aspects of the El Niño/Southern Oscillation, *Science*, 222, 1.195-1.202, 1983.
- Rasmusson, E.M., X. Wang, y C. F. Ropelewsky, The biennial component of ENSO variability, *J. Mar. Sys.*, 1, 71-96, 1990.
- Raymond, D. J., Instability of the low-level jet and severe storm formation, *J. Atmos. Sci.*, 35, 2.274-2.280, 1978
- Reed, R. J., Zonal wind behaviour in the equatorial stratosphere and lower mesosphere, *Jour. Geoph. Res.*, 71, 4.223-4.233, 1966.
- Reyes, S., y A. Mejía-Trejo, Tropical perturbations in the eastern Pacific and the precipitation field over north-western Mexico in relation to the ENSO phenomenon, *Intern. Jour. Climatol.*, 11, 515-528, 1991.
- Richey, J. E., C. Nobre, y C. Deser, Amazon river discharge and climate variability: 1903 to 1985, *Science*, 246, 101-103, 1989.
- Richman, M.B., y D.L. Montroy, Nonlinearities in the signal between El Niño/La Niña events and North American precipitation and temperature. *Thirteenth Conference on Probability and Statistics in the Atmospheric Sciences*. American Meteorological Society, 90-97, 1996.
- Riehl, H., Waves in the easterlies and the polar front in the tropics, Dept. Meteor. Univ. Chicago, *Misc. Report*, No. 17, 1945.
- Riehl, H., y J. S. Malkus, On the heat balance in the equatorial trough zone, *Geophysica*, 6, 505-538, 1958.
- Rogers, J. C., The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the northern hemisphere, *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1.999-2.015, 1984.
- Rogers, J. C., Precipitation variability over the Caribbean and tropical Americas associated with the Southern Oscillation, *J. Climate*, 1, 172-182, 1988.
- Rojas, W., F. Peñaranda, y M. Echavarría, Strategies for malaria control in Colombia, *Parasitology Today*, 8, 141-144., 1992.

- Ropelewsky, C. F. y M. S. Halpert, Global and regional scales precipitation associated with El Niño/Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1.606-1.626, 1987.
- Ropelewsky, C.F. y M.S. Halpert, Quantifying Southern Oscillation-Precipitation relationships, *J. Climate*, 9, 1.043-1.059, 1996.
- Rosati, A., K. Miyakoda, y R. Gudgel, The impact of ocean initial conditions on ENSO forecasting with a coupled model, *Mon. Weather Rev.*, 123, 2206-2228, 1995.
- Rosell, F., *Influencia de El Niño sobre los regímenes hidro-pluviométricos del Ecuador*, 3 Vol., Serien INSEQ No. 18, cooperación Franco-Ecuatoriana, INAMHI-ORSTOM, Ministerio de Minas y Energía, Quito, Ecuador, 1997.
- Rutlant, J., y H. Fuenzalida, Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation, *Int. J. of Climatol.*, 11, 63-76, 1991.
- Salazar, J. E., O. J. Mesa, G. Poveda y L. F. Carvajal, Aplicación de un modelo continuo no lineal de series hidrológicas, *Memorias del XVI Congreso Latino-Americano de Hidráulica e Hidrología*, IAHR, Santiago de Chile, Vol. 4, 169-180, 1994a.
- Salazar, J. E., O. J. Mesa, G. Poveda y L. F. Carvajal, Modelamiento del fenómeno ENOS en la hidrología colombiana mediante procesos autoregresivos dependientes del régimen, *Memorias del XVI Congreso Latino-Americano de Hidráulica e Hidrología*, IAHS, Santiago de Chile, Vol. 4, 181-191, 1994b.
- Shaeffer, J. D. y W. M. Gray, El Niño and QBO influences on tropical cyclone activity, En : *Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies*, R. M. Glantz, R. Katz, y N. Nicholls (eds.), pp. 257-284, Cambridge University Press, 1991.
- Shapiro, L. J., D. E. Stevens y P. E. Cieselsky, A comparison of observed and model-derived structures of Caribbean easterly waves, *Mon. Wea. Rev.*, 116, 921-938, 1988.
- Schemm, J., S. Schubert, J. Terry, y S. Bloom, Estimates of monthly mean soil moisture for 1979-1989. NASA Tech. Memorandum 104571, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, 252 pp., 1992.
- Schwerdtfeger, W. (ed.) *Climates of Central and South America*, Elsevier, Amsterdam, 1976.
- Shukla, J., C. A. Nobre, y P. Sellers. Amazon deforestation and climate change, *Science*, 247, 1322-1325, 1990.
- Shuttleworth, W. J., Evaporation from Amazonian rainforest, *Philos. Trans. R. Soc. London, B*, 233, 321-346, 1988.

- Silva Dias, P. L., J. P. Bonatti, y V. E. Kousky, Diurnally forced tropical tropospheric circulation over South America. *Mon. Wea Rev.*, 115, 1.465-1.478, 1987.
- Slutz, R. J., S. J. Lubker, J. D. Hiscox, S. D. Woodruff, R. L. Jenne, D. H. Joseph, P. M. Steurer, y J. D. Elms, 1985. *Comprehensive ocean-atmosphere data set*, 268 pp., Release 1, NOAA ERL, Boulder, Colorado, 1985.
- Smith, R. L., Long-range dependence and global warming. En: *Statistics for the Environment*, V. Barnett and K. F. Turkman, Eds., Wiley and Sons, 141-161, 1993.
- Snow, J. W., The climate of northern South America, En: *Climates of Central and South America*, editado por W. Schwerdtfeger, Elsevier, Amsterdam, 295-403, 1976.
- Soden, B.J., y R. Fu, A satellite analysis of deep convection, upper tropospheric humidity, and the Greenhouse effect, *J. Climate*, 8, 2.333-2.351, 1995.
- Stensrud, D. J., Importance of low-level jets to climate: A review, *J. Climate*, 9, 1698-1711, 1996.
- Suarez M.J., y P. S. Schopf, A delayed action oscillator for ENSO, *J. Atmos. Sci.*, 45, 3.283-3.287, 1988.
- Tapley, P. R., y P. R. Waylen, Spatial variability of annual precipitation and ENSO events in western Peru, *Hydrological Sciences-Journal*, 35, 429-446, 1990.
- Thomas, H. A. y Fiering, M. B., Mathematical synthesis of streamflow sequences for the analysis of river basins by simulations. In: *Design of Water Resources Systems*, A. Maass et al., (eds.), Cambridge, Massachusetts, Harvard University Press, p. 459-493, 1962.
- Thomson, D. J., The seasons, global temperature and precession, *Science*, 268, 59-68, 1995.
- Toth, Z., Long-range weather forecasting using an analog approach. *J. Climate*, 2, 594-607, 1989.
- Trenberth, K., General characteristics of El Niño-Southern Oscillation. En: *Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies*, R. M. Glantz, R. Katz, y N. Nicholls (eds.), pp. 13-42, Cambridge University Press, 1991.
- Trenberth, K., y C.J. Guillemot, Evaluation of the global atmospheric moisture budget as seen from analyses, *J. Climate*, 8, 2255-2272, 1995.
- Trenberth, K., y T. Hoar The 1990-1995 El Niño Southern Oscillation event: longest on record,

- Geo. Res. Let.*, 23, 57-60, 1996.
- Tziperman, E., L. Stone, M. Cane, y H. Jarosh, El Niño chaos: overlapping of resonances between the seasonal cycle and the Pacific ocean-atmosphere oscillator, *Science*, 264, 72-74, 1994.
- UNAL-UPME, Universidad Nacional de Colombia-Unidad de Planeación Minero-Energética, *Definición de Estrategias para la Generación de Energía a Largo Plazo*, Postgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos, Facultad de Minas, Medellín, 1996.
- Unninayar, S.S., y W. Sprigg, Climate and the emergence and spread of infectious diseases, *EOS*, 76, No. 47, p. 478, 1995.
- Vallis, G. K., El Niño: A chaotic dynamical system?, *Science*, 232, 243-245, 1986.
- Vallis, G. K., Conceptual models of El Niño and the Southern Oscillation, *Jour. Geoph. Res.*, 93, 13.979-13.991, 1988.
- van den Dool, H. M., A new look at weather forecasting through analogues. *Month. Wea. Rev.*, 117, 2230-2247, 1989.
- van Loon, H., y R.A. Madden, The Southern Oscillation, I, Global associations with pressure and temperature in northern winter, *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1150-1162, 1981.
- Vanmarcke, E., 1988: *Random Fields: Analysis and Synthesis*, MIT Press, 382 pp.
- Velasco, I., y M. Frisch, Mesoscale convective complexes in the Americas, *Jour. Geoph. Res.*, 92, D8, 9591-9613, 1987.
- Volland, H., *Atmospheric Tidal and Planetary Waves*, Kluwer. Dordrecht, 348 p., 1988.
- Von Storch, H., Bruns, T., Fischer-Bruns, I. y Hasselman, K., Principal Oscillation Pattern analysis of the 30-60 day oscillation in a GCM equatorial troposphere. *Jour. Geoph. Res.*, 93, 11.021-11.036. 1989.
- Vörösmarty, C. J., C. J. Willmott, B. J. Choudhury, A. L. Schloss, T. K. Stearns, S. M. Robeson, y T. J. Dorman, Analyzing the discharge regime of a large tropical river through remote sensing, ground-based climatic data, and modeling. *Water Res. Res.*, 32, 3.137-3.150, 1996.
- Wagner, R. C., Mechanisms controlling variability of the interhemispheric sea surface temperature gradient in the tropical Atlantic, *J. Climate*, 9, 2.010-2.019, 1996.

- Walker, G. T., Correlation in seasonal variations of weather IX, *Mem. India Meteor. Dept.*, 24, part 9, pp. 275-332, 1924.
- Walker, G. T., World Weather III, *Mem. Roy. Meteor. Soc.*, 2, No. 17, 97-106, 1928.
- Wallace, J. M., Spectral studies of tropospheric wave disturbances in the tropical western Pacific, *Review of Geophysics and Space Physics*, 9, 557-612, 1971.
- Wang, M., J. Paegle, y J.N. Paegle, Proceedings of the Sixth Conference on Mountain Meteorology, American Meteorological Society, 1-5, 1992.
- Watts, D. M., D. S. Burke, B. A. Harrison, et al., Effect of temperature on the vector efficiency of *Aedes aegypti* for dengue 2 virus, *Am. Jour. Trop. Med. Hyg.*, 36, 143-152, 1987.
- Waylen, P. R., y C. N. Caviedes, El Niño and annual floods on the northern Peruvian littoral, *J. Hydrol.*, 89, 141-156, 1986.
- Waylen, P. R., M. E. Quesada y C. N. Caviedes, The effects of El Niño-southern Oscillation on precipitation in San José, Costa Rica, *Inter. Jour. Climatol.*, 14, 559-568, 1994.
- Waylen, P.R., C.N. Caviedes, y M.E. Quesada, Interannual variability of monthly rainfall in Costa Rica. *J. Climate*, 9, 2606-2613, 1996.
- Webster, P.J., The annual cycle and the predictability of the tropical coupled ocean-atmosphere system, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 56, 33-55, 1995.
- Webster, P.J., y S. Yang, Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 118, 877-926, 1992.
- Weickmann, K., El Niño/Southern Oscillation and Madden-Julian (30-60 day) oscillations during 1981-1982, *Jour. Geoph. Res.*, 96, 3.187-3.195, 1991.
- Weickmann, K., G. N. Kiladis, y P. D. Sardeshmukh, The dynamics of intraseasonal atmospheric angular momentum oscillations, *J. Atmos. Sci.*, 54, 1.447-1.461, 1997.
- Wright, P. B. , T. P. Mitchell, y J. M. Wallace, *Relationships between surface observations over the global oceans and the Southern Oscillation*. NOAA data report ERL PMEL-12. NOAA, 65 pp., Pacific Marine Environmental Lab., Seattle, Washington, 1985.
- Xu, J. S., On the relationship between the stratospheric quasi-biennial oscillation and the tropospheric Southern Oscillation, *J. Atmos. Sci.*, 49, 725-734, 1992.
- Yamagata, T., Stability of a simple air-sea coupled model in the tropics, En: *Coupled Ocean-Atmosphere Models*, J. C. J. Nihoul (ed.) , pp. 637-657, Elsevier Oceanography

- Series No. 40, Elsevier, Amsterdam, 1985.
- Yasunari, T., Global structure of the El Niño/Southern Oscillation Part I. El Niño composites. *J. Met. Soc. Japan*, 65, 67-79, 1987.
- Zebiak, S.E., On the 30-60 day oscillation and the prediction of El Niño, *J. Climate*, 2, 1381-1387, 1989.
- Zebiak, S. E., Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region. *J. Climate*, 6, 1567-1586, 1993.
- Zeng, N., R. E. Dickinson, y X. Zeng, 1996: Climatic impact of Amazon deforestation - A mechanistic model study, *J. Climate*, 9, 859-883.1996.
- Zhang, H., K., McGuffie, y A. Henderson-Sellers, Impacts of tropical deforestation. Part II: the role of large-scale dynamics, *J. Climate*, 9, 2.498-2.521, 1996.
- Zheng, X., y E. A. Elthair, A soil moisture -rainfall feedback mechanism. 2. Numerical experiments, *Water Res. Res.*, 34, 777-785, 1998.