

REPUBLICA DEL ECUADOR
MINISTERIO DE ENERGIA Y MINAS



INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA
E HIDROLOGIA

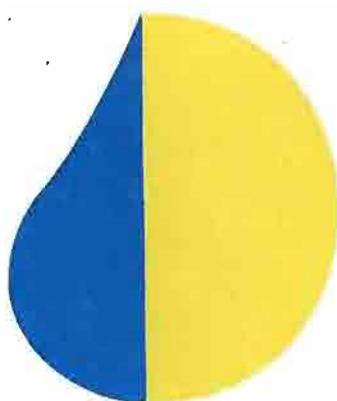


INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

**INFLUENCIA DE EL NIÑO SOBRE LOS
REGIMENES HIDRO-PLUVIOMETRICOS
DEL ECUADOR**

- Serie INSEQ N° 18 - Tomo I

Frédéric ROSSEL
Investigador del ORSTOM



inseq
**inundaciones y
sequias**

COOPERACION
FRANCO-ECUATORIANA



INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA
E HIDROLOGIA



INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

INFLUENCIA DE EL NIÑO SOBRE LOS REGIMENES HIDRO-PLUVIOMETRICOS DEL ECUADOR

- Serie INSEQ N° 18 - Tomo I

Frédéric ROSSEL
Investigador del ORSTOM

*Traducción, Revisión y Diagramación: Sra. Manuela Ortíz
Srta. Guadalupe Oñate
Ing. Carlos Lugo
Met. Antonio Rodríguez
Dr. Eric Cadier*



noviembre de 1997

TOMO I

CAPITULO 1: INTRODUCCION.....	1
CAPITULO 2: EL ENSO: FENOMENO ATMOSFERICO Y OCEANICO.....	4
CAPITULO 3: INDICES Y CLASIFICACIONES.....	29
CAPITULO 4: CARACTERIZACION ESPECIFICA DE EL NIÑO EN EL ECUADOR... 	50

TOMO II

CAPITULO 5: HOMOGENEIZACION Y REGIONALIZACION DE LA PLUVIOMETRIA ANUAL Y MENSUAL.....	1
CAPITULO 6: REGIONALIZACION DE LA INFLUENCIA DEL NIÑO EN LAS PRECIPITACIONES ANUALES.....	23
CAPITULO 7: ANOMALIAS PLUVIOMETRICAS DE LOS AÑOS NIÑO	43

TOMO III

CAPITULO 8: MODELOS EXPLICATIVOS DE LAS ANOMALIAS PLUVIOMETRICAS	1
CAPITULO 9: PREVISION DE LAS PRECIPITACIONES	35
CAPITULO 10: INFLUENCIA DEL NIÑO EN LAS LLUVIAS DIARIAS.....	56
CAPITULO 11: CONCLUSION GENERAL.....	66

INDICE

1. INTRODUCCION	1
2. EL ENSO: FENOMENO ATMOSFERICO Y OCEANICO.....	4
2.1 CIRCULACIONES ATMOSFERICAS Y OCEANICAS EN EL AREA DEL PACIFICO EN SITUACION NORMAL	4
2.1.1 Las circulaciones atmosféricas de la zona intertropical	4
2.1.1.1 Las circulaciones meridionales	4
2.1.1.2 Las circulaciones zonales y la oscilación austral	6
2.1.1.3 Los vientos.....	6
2.1.1.4 Variaciones estacionales de los vientos de superficie.....	7
2.1.2 Las circulaciones oceánicas.....	10
2.1.2.1 Dinámica oceánica: las corrientes marinas.....	10
2.1.2.2 Estructura térmica del Pacífico ecuatorial	11
2.2 SITUACION DE EL NIÑO.....	13
2.2.1 Percepción histórica.....	13
2.2.2 Fenómeno global "océano-atmósfera"	14
2.2.2.1 Asociación de El Niño con la oscilación austral.....	14
2.2.2.2 Respuesta dinámica del océano	15
2.2.3 Origen del fenómeno	17
2.2.4 Las fases de una anomalía standar o de un ENSO canónico.....	18
2.2.4.1 Fase de pre-condicionamiento.....	19
2.2.4.2 Fase inicial.....	19
2.2.4.3 Fase máxima.....	19
2.2.4.4 Fase de transición.....	22
2.2.4.5 Fase de madurez.....	22
2.2.5 Diferencia entre los términos ENSO y El Niño.....	22

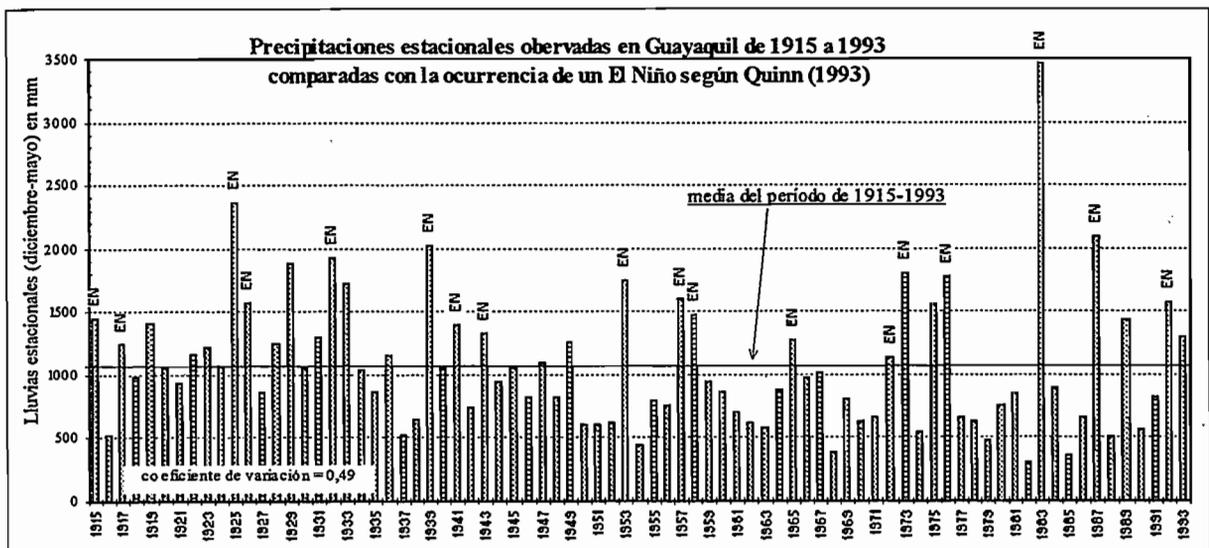
2.3 EFECTOS DEL ENSO SOBRE LOS CLIMAS DEL PLANETA.....	22
2.3.1 El Océano Pacífico intertropical.....	23
2.3.1.1 Efectos del ENSO sobre las precipitaciones.....	23
2.3.1.2 Efectos del ENSO sobre los ciclones.....	23
2.3.1.3 Efectos del ENSO sobre los ecosistemas y las actividades humanas de la ladera oeste de la cordillera de los Andes.....	24
2.3.2 Efectos de el ENSO sobre el resto del cinturón intertropical.....	25
2.3.2.1 El Altiplano Boliviano y Peruano.....	25
2.3.2.2 El Caribe, y el resto de América Tropical.....	25
2.3.2.3 El Océano Atlántico.....	25
2.3.2.4 El noreste brasileño.....	25
2.3.2.5 Africa.....	26
2.3.2.6 El monzón Indico.....	26
2.3.3 Las Latitudes templadas.....	26
2.3.4 Variaciones climáticas observadas durante un evento ENSO.....	27
2.4 CONCLUSION.....	28
3. INDICES Y CLASIFICACIONES.....	29
3.1 INDICES NUMERICOS UTILIZADOS PARA CARACTERIZAR EL ENSO.....	29
3.1.1 Indices calculados a partir de la presión atmosférica.....	29
3.1.2 Indices calculados a partir de la temperatura superficial del mar (TSM).....	31
3.1.3 Indices calculados a partir de los componentes meridionales y zonales de los vientos.....	34
3.1.4 Indices calculados a partir de las precipitaciones.....	35
3.2 CLASIFICACIONES PROPUESTAS POR DIFERENTES AUTORES.....	35
3.2.1 Clasificaciones propuestas por Aceituno y al (1990 y 1995).....	40
3.2.2 Clasificación propuesta por Van Loon y Madden (1981), usada por Rogers (1987-88).....	40
3.2.3 Clasificación propuesta por Kiladis y Van Loon (1988) y utilizada por Rutllant y Fuenzalida (1991).....	40
3.2.4 Clasificación propuesta por Ropelewski y Jones (1987), y utilizado por Ropelewski y Halpert (1988) y Mechoso e Iribarren (1992).....	41
3.2.5 Clasificación propuesta por Fu y al (1986) y utilizada por Schooner y Nicholson (1989).....	42

3.2.6 Clasificación propuesta por Simpson y al (1993a)	42
3.2.7 Clasificaciones propuestas por Quinn y al (1978,1987 y 1993).....	42
3.2.7.1 Clasificación propuesta por Quinn y al (1978), y utilizado por Rasmusson y Carpenter (1983), Kousky y al (1984), Morlière y Rêbert (1986) y Elliot y Angell (1988).....	43
3.2.7.2 Clasificación propuesta por Quinn y al (1987) y utilizada por Tapley y Waylen (1990) y Simpson y al (1993b).....	44
3.2.7.3 Clasificaciones propuestas por Quinn y al (1993).....	45
3.2.8 Clasificación propuesta por Waylen y Caviedes (1986 a).....	45
3.2.9 Clasificación propuesta por Waylen y al (1994).....	46
3.2.10 Clasificación propuesta por Francou y Pizarro (1985).....	47
3.2.11 Clasificación propuesta por Rasmusson y Carpenter (1983) y utilizada por Ropelewski y Halpert (1986, 1987), Mechoso e Iribarren (1992) y Kahya y Dracup (1993).....	47
3.3 ANALISIS GLOBAL DE LAS CLASIFICACIONES.....	48
3.4 CONCLUSION	49
4. CARACTERIZACION ESPECIFICA DE EL NIÑO EN EL ECUADOR..	50
4.1 ORIENTACION DE LA INVESTIGACION.....	50
4.1.1 Criterios utilizados para identificar los El Niño y ENSO.....	50
4.1.2 El ENSO o El Niño?.....	51
4.2 BUSQUEDA DE UN METODO DE IDENTIFICACION DE LOS AÑOS NIÑO ADAPTADO AL ESTUDIO DE LAS PRECIPITACIONES E INUNDACIONES EN EL ECUADOR	53
4.2.1 Qué índice de TSM utilizar para caracterizar a El Niño?	54
4.2.2 A partir de qué temperatura podemos considerar que el agua está caliente?.....	55
4.2.3 Cúal debe ser la duración mínima de la anomalía?	57
4.2.4 Cúal debe ser la amplitud mínima de la anomalía	58
4.3 IDENTIFICACION Y CLASIFICACION DE LOS EVENTOS NIÑO.....	58
4.3.1 Identificación de los eventos Niño.....	58
4.3.2 Lista de los años Niño	60
4.3.3 Búsqueda de un índice global de intensidad de El Niño	61
4.4 ANTI-NIÑO Y PRECIPITACIONES	63
4.4.1 Identificación de situación "anti-Niño"	63
4.4.2 Relación entre los anti-Niño y las precipitaciones	65
4.5 CONCLUSION	66

1. INTRODUCCION

El Ecuador, país andino, amazónico y ribereño del Océano Pacífico es una tierra de contrastes, humanos y encuentro de civilizaciones, físicos, geológicos, climáticos e hidrológicos. Se encuentran a muy poca distancia montañas y llanos, zonas húmedas y secas. Esto acentuado por la gran irregularidad de los elementos climáticos y particularmente por la de los totales pluviométricos que pueden manifestarse tanto por lluvias muy abundantes como por sequías agudas; redundando en la economía nacional que depende de los recursos agrícolas.

El clima es una preocupación permanente del agricultor, planificador, los políticos, los medios de comunicación y también del ingeniero que administra infraestructuras hidráulicas. Los eventos "El Niño" provocan generalmente lluvias e inundaciones catastróficas en la Costa Ecuatoriana, siendo necesaria la previsión de estos eventos para limitar sus efectos.

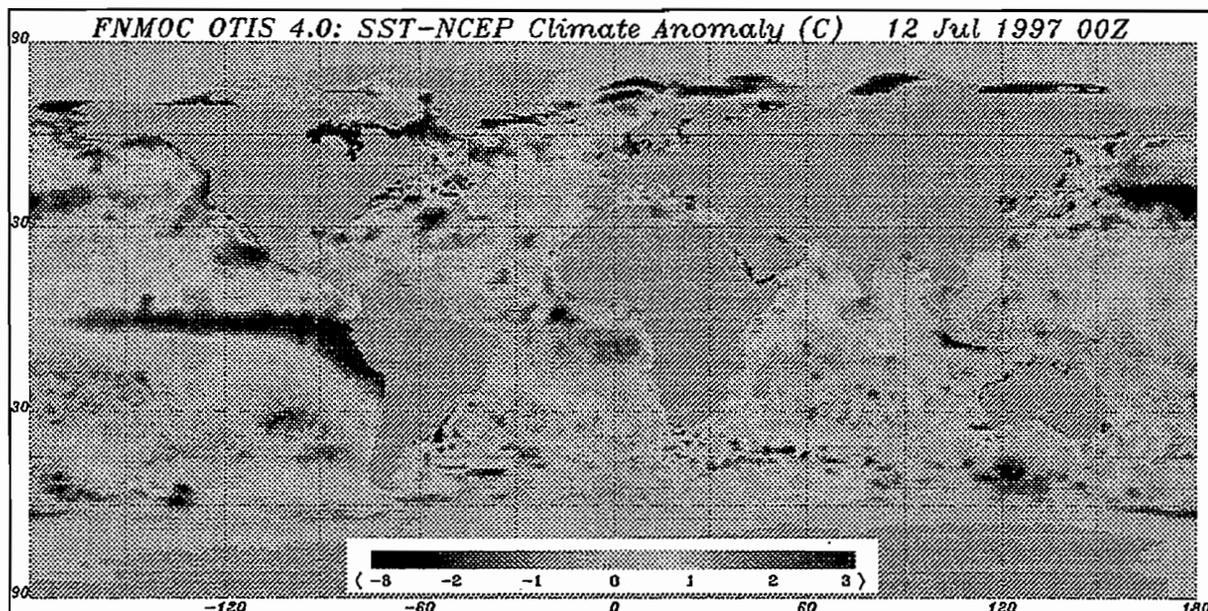


La variabilidad interanual de los totales pluviométricos en las regiones costeras del Ecuador es extremadamente fuerte, el total de la estación de las lluvias (diciembre-mayo) varían de 300 mm en 1982 a 3450 mm en 1983. La grandes mayorías de las precipitaciones excedentarias observadas corresponden a los años "Niño". Los años marcados EN corresponden a un "Niño" de intensidad superior a 3, identificados por Quinn (1993).

Es muy difícil dar una explicación definitiva de la llegada de "El Niño" porque estos fenómenos nunca son iguales a pesar de tener características comunes.

Existen algunas teorías sobre la formación y el desarrollo de un evento "El Niño" patrón. Los alisios soplan del este hacia el oeste, desde las zonas de alta presión atmosférica de la costa occidental de América, hacia las zonas de presión baja de Indonesia y el norte de Australia. Al cruzar el Pacífico los alisios se cargan de humedad, que se libera a través de lluvias cuando se elevan y se enfrían en las zonas de baja presión. Los alisios empujan las aguas calientes superficiales del Pacífico, creando así las corrientes norte y sur ecuatoriales que son parcialmente compensadas por una contracorriente ecuatorial. Las aguas calientes se acumulan en el Pacífico oeste mientras que recorre la corriente fría de Humbolt América del Sur, entonces el océano esta levemente en declive.

Cuando los alisios fuertes y continuos disminuyen de pronto, debido al desplazamiento del anticiclón del Pacífico Sur hacia el suroeste, las masas de agua caliente acumuladas al oeste fluyen hacia el este, reforzando así la contracorriente ecuatorial, al encontrarse con América del Sur, las aguas se dividen hacia el norte y a California pero sobretodo hacia el sur y las costas del Ecuador y del Perú.



Las anomalías de temperatura superficial del mar (TSM) observado el 12 julio 1997 sobre el Pacífico tropical corresponden a las características de un "El Niño", si estas anomalías persisten hasta la próxima estación de las lluvias, fuertes precipitaciones deberían ser observadas sobre las regiones costeras del Ecuador.

En el Ecuador la disminución en intensidad de los alisios, la temperatura alta de las aguas de superficie del Océano, las posiciones anormales del frente ecuatorial (FE) y la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), crean condiciones favorables a fuertes precipitaciones sobre las costas. La FE está empujada hacia el sur por la llegada de agua caliente y la ZCIT; además se encuentra muy al sur provocando una fuerte alteración de la circulación atmosférica.

Estas lluvias tienen aspectos positivos: llenan las represas, traen agua a la vegetación y alimentan los acuíferos de los lugares secos, pero también tienen consecuencias funestas, ya que les siguen inundaciones que provocan pérdidas económicas y en ocasiones también humanas.

El gobierno ecuatoriano ha proyectado o construido obras de protección y de control en la zona económicamente importante de la cuenca del Guayas para limitar estas consecuencias.

En 1993 empezó el programa INSEQ (Inundaciones y Sequías en el Ecuador), resultado de la cooperación franco-ecuatoriana entre el ORSTOM y el INAMHI. Uno de los objetivos de este programa es obtener datos y estudios necesarios para implantar sistemas de alerta y de previsión de las crecidas y de los estiajes, así como, localizar, dimensionar y definir las reglas de gestión de grandes obras de protección y de regulación hidráulica.

Se elaboraron 4 grandes líneas de trabajo:

- Tratamiento, crítica y homogeneización de la información hidropluviométrica
- Estiajes y curvas de recesión
- Modelización diaria de la transformación de las precipitaciones en escurrimientos
- Influencia de "El Niño" sobre los regímenes pluviométricos.

El acontecimiento de "El Niño" 1983 tuvo consecuencias tan dramáticas en el Ecuador que la opinión pública lo responsabiliza de muchos de los problemas del país. El presente trabajo que estudia las relaciones entre la variabilidad interanual de las precipitaciones y los eventos "El Niño", es el primero de su género realizado en el Ecuador, donde solamente había sido estudiado el excepcional de 1983.

El objetivo de este trabajo era, primero, caracterizar la influencia del fenómeno sobre los regímenes pluviométricos en un período lo más largo posible para, segundo, ver en que medida se pueden realizar previsiones a mediano plazo. Este informe presenta los resultados obtenidos, tiene 3 partes y 10 capítulos.

En la primera parte subrayamos la diversidad geográfica y climática características del Ecuador. En el segundo capítulo exponemos las teorías sobre el origen y el desenvolvimiento del ENSO y sus consecuencias sobre los climas del planeta. En el tercer capítulo presentamos los índices (presión atmosférica, vientos, temperatura superficial del océano...) utilizados para caracterizar la oscilación austral y el ENSO, así como, las diferentes clasificaciones de los años ENSO. Estas clasificaciones son muy diversas, contradictorias e inadecuadas para utilizarlas en tiempo real. Por esto proponemos un método de identificación de los fenómenos "El Niño" adaptado al estudio de su influencia sobre los regímenes pluviométricos del Ecuador (cap.4).

En la segunda parte se propone caracterizar la influencia de "El Niño" sobre las precipitaciones anuales, estacionales y mensuales del Ecuador y particularmente a de la Costa. Para esto fue necesario un importante trabajo de crítica, de homogeneización y de regionalización de la información pluviométrica disponible (cap.5). El análisis de las diferencias entre las precipitaciones anuales de los años "Niño" y no-"Niño" han permitido fijar los límites y la importancia de la influencia de "El Niño" sobre las lluvias anuales (cap.6). La determinación de las anomalías pluviométricas estacionales y de las condiciones climáticas medias de cada evento permite dar una definición de las condiciones patrón de la llegada de lluvias excedentes (cap.7).

En la tercera parte, buscamos primeramente modelos que puedan explicar las lluvias estacionales y mensuales y que hacen intervenir simple y lógicamente las diferentes variables características del clima y del estado del mar (cap.8), luego analizamos las posibilidades de previsión de las precipitaciones mensuales y estacionales. Para esto buscamos modelos previsionales, siguiendo los mismos pasos que para los modelos explicativos pero hemos utilizado únicamente las variables del mes anterior. Después, utilizamos las previsiones de TSM proporcionadas por los programas de investigación de las variaciones climáticas, oceánicas y del ENSO (cap.9) y finalmente, evidenciamos en el capítulo 10 la influencia de "El Niño" sobre las lluvias diarias, lo que permitirá transferir a los escurrimientos el análisis hecho sobre las precipitaciones.

2. EL ENSO: FENOMENO ATMOSFERICO Y OCEANICO

INTRODUCCION

En una situación que se puede calificar de normal, las circulaciones atmosféricas y oceánicas del Océano Pacífico están ligadas al campo de presión situado entre las altas presiones del Pacífico sureste y la depresión de Oceanía. Las variaciones de esta célula de Walker son conocidas con el nombre de **Oscilación Austral**. Sus fases extremas tienen repercusiones sobre el conjunto de la región intertropical comprendida entre África del este y el continente americano. **El ENSO** es un evento de amplitud planetaria asociado a la fase negativa de la oscilación austral que corresponde al debilitamiento del campo de presión. **El Niño** es un evento regional propio en América del Sur. Corresponde principalmente a un recalentamiento de las aguas superficiales del Océano Pacífico oriental.

2.1 CIRCULACIONES ATMOSFERICAS Y OCEANICAS EN EL AREA DEL PACIFICO EN SITUACION NORMAL

2.1.1 Las circulaciones atmosféricas de la zona intertropical

2.1.1.1 Las circulaciones meridionales

Para explicar el fenómeno de los alisios, Hadley desde 1735, imaginó una circulación elemental representada por una célula de dos ramales, el uno ascendente sobre el Ecuador, el otro descendente sobre las regiones polares (Fig. 2-1). Esta concepción simplista fue modificada hacia mediados del siglo XIX, particularmente por Ferrel, quien completó con desviaciones en la circulación de Hadley para materializar los contrastes entre las regiones templadas y tropicales.

En 1930, Rossby definió un modelo de circulación general proporcionando una explicación lógica de los diferentes regímenes de vientos existentes en función de la latitud (Fig. 2-1). Se distinguen tres células, una ecuatorial con una circulación del este en las capas bajas, una templada con un régimen del oeste y una polar con vientos del este. Dos zonas de bajas presiones a 60°N y en el Ecuador, y dos de altas presiones sobre los trópicos y las regiones polares son evidentes.

En 1951, Palmén propuso un nuevo modelo tomando en cuenta los intercambios horizontales a gran escala y las corrientes jets (fig. 2-2). El modelo es caracterizado por:

- * La existencia de una importante célula meridional ecuatorial en la tropopausa alta: La **célula de Hadley**.
- * Un grupo de regiones templadas más complejas que en el modelo de Rossby: La **célula de Ferrel**.
- * La materialización del jet subtropical en unión a las células de Hadley y Ferrel y del jet polar.
- * La zona de altas presiones subtropicales generadas por movimientos descendentes relacionadas a la célula ecuatorial y movimientos horizontales provenientes de regiones templadas.
- * Las altas presiones polares principalmente relacionadas a movimientos horizontales teniendo como origen las regiones polares y las templadas.
- * La materialización del frente polar.

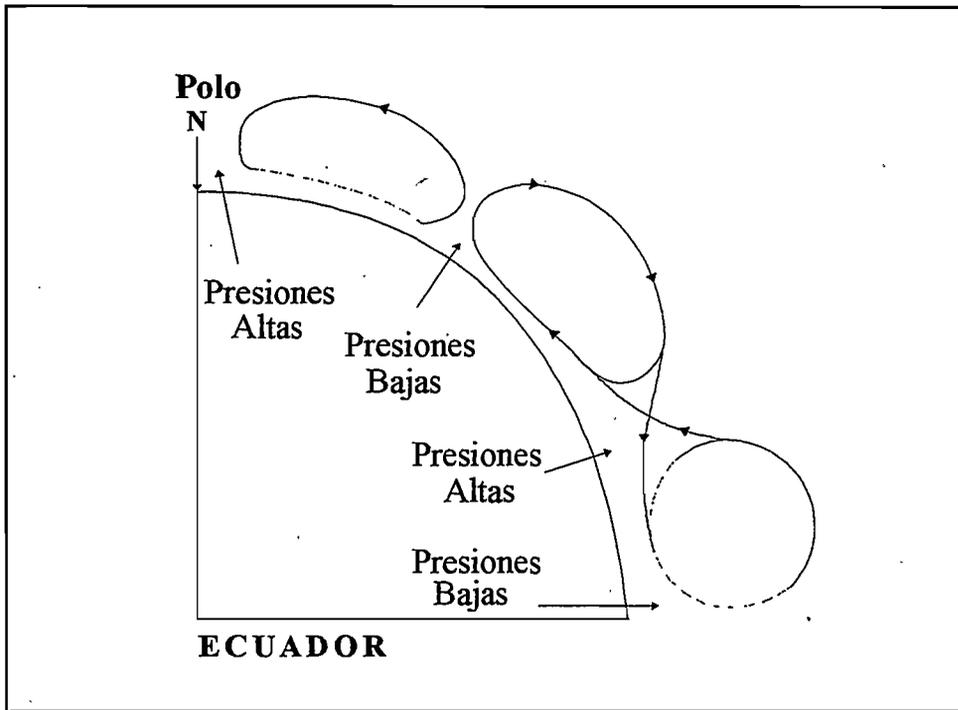


Fig. 2-1: Esquema de circulación de Rossby (1930) (Dhonneur, 1985). La célula de circulación de Hadley cortada por zonas de ascensos y subsidencias da nacimiento a zonas de altas y bajas presiones

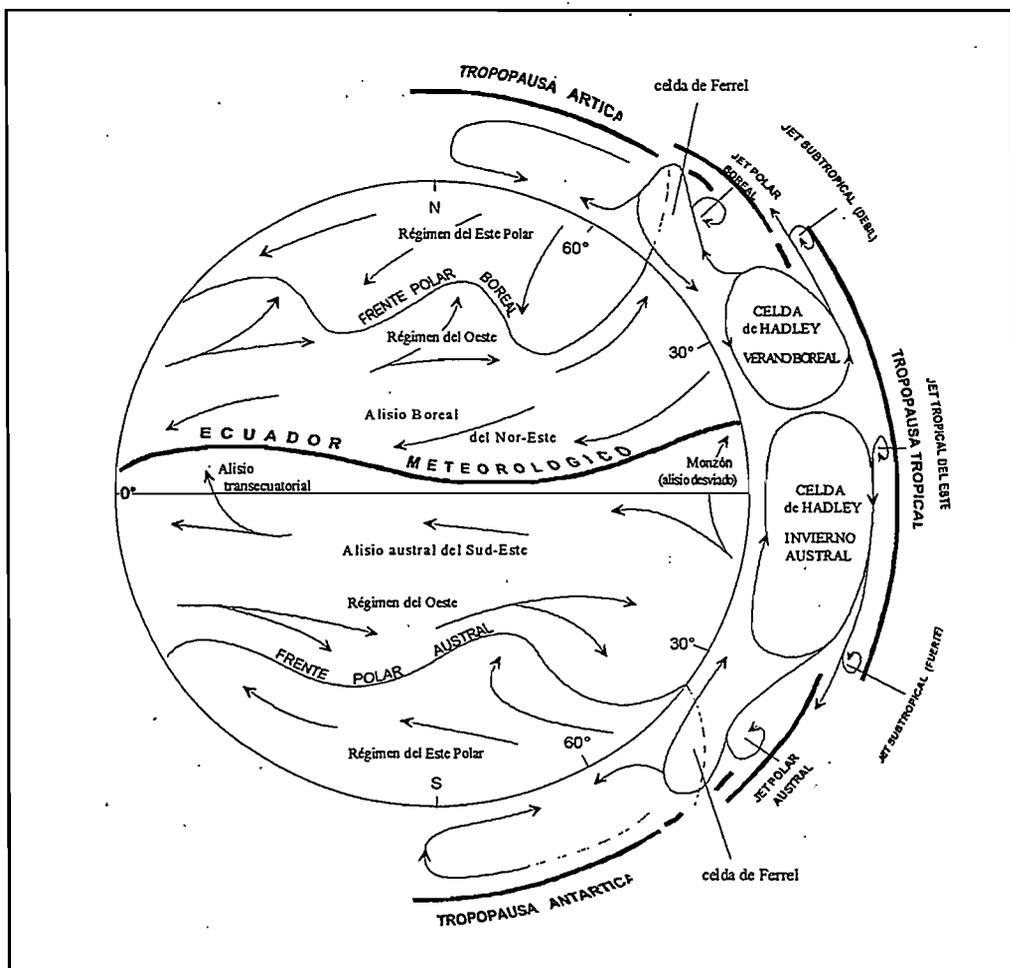


Fig. 2-2: Esquema de circulación general de Palmen (1951) durante el invierno austral en una región de clima tipo monzón (Dhonneur, 1985). Es el modelo actual de base. Las corrientes jets de mediana y alta altitud aparecen aquí así como los regímenes de viento del oeste de las latitudes medias

2.1.1.2 Las circulaciones zonales y la oscilación austral

Walker (1923-1924), Director de servicios meteorológicos de la India, buscaba un medio de prever la fecha de llegada y la intensidad del monzón de la India del verano boreal. Para esto, se basó en el cálculo de correlación entre diferentes series cronológicas de parámetros meteorológicos de superficie de diversos puntos del globo. Descubrió que una variación de la presión del anticiclón del Pacífico sureste correspondía automáticamente a una variación contraria de presión en la zona de bajas presiones del Océano Índico. Esta oscilación de presión entre las costas americanas e Indonesia se lo bautizó con el nombre de **Oscilación Austral**, (Southern Oscillation, SO); poniendo en evidencia el esquema de una circulación zonal (es decir este-oeste y no norte-sur) que será posteriormente bautizada en su honor como "*célula de Walker*". Este tipo de célula se caracteriza en una latitud dada como una zona de movimientos ascendentes favoreciendo la formación de masas convectivas y por una zona de movimientos descendentes provocando la disipación de los sistemas nublados.

El análisis de la información recogida por los satélites ha permitido considerar la hipótesis de la existencia de circulaciones de tipo Walker en las regiones ecuatoriales. Ellas tendrían su origen en las diferencias de temperatura entre las regiones continentales y marítimas (Fig. 2-3). El aire por encima de los continentes se calienta mucho más rápidamente que los océanos. Las masas de aire se elevan para volver a descender por encima del océano más frío, particularmente en las regiones orientales del Pacífico y del Atlántico. Los vientos en la superficie del mar y en altitud comunican las zonas de ascenso y de descenso de las masas de aire de cada célula. La más extensa de las células de Walker se encuentra en el Pacífico ecuatorial y se extiende de América del Sur hasta Indonesia, mayor a la mitad del perímetro del globo. Bjeknes ha demostrado que los alisios del Pacífico central en su comportamiento normal, forman el ramal inferior de esta célula, y el ramal superior (200 hPa) es un flujo de viento del oeste.

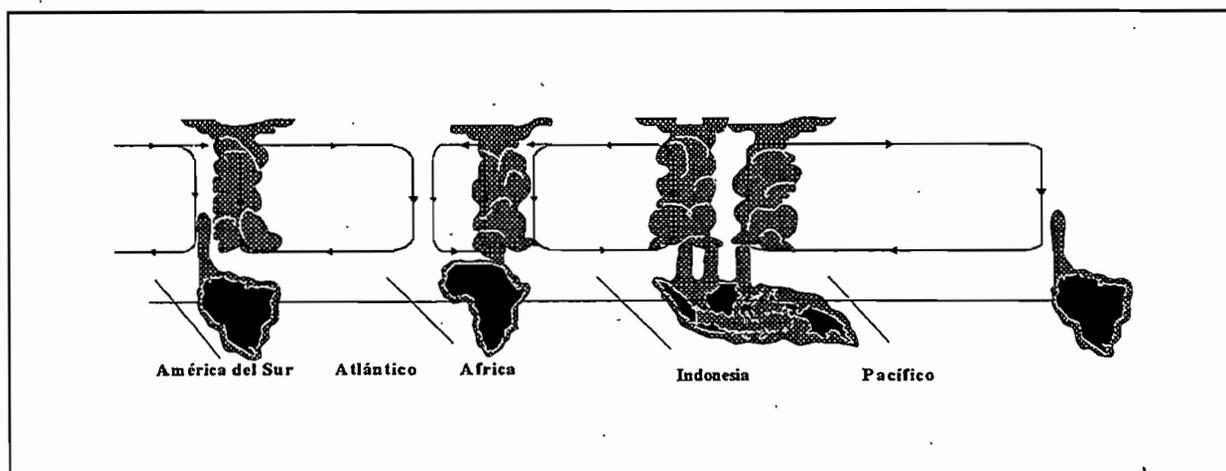


Fig. 2-3: Esquema de circulaciones zonales Walker sobre las regiones ecuatoriales (Dhonneur, 1985)

2.1.1.3 Los vientos

El Océano Pacífico se extiende de 40°S a 60°N y de 120°E a 70°O. Su gran extensión meridional hace que esté en contacto con diferentes sistemas climáticos (tropical, subtropical, templado y subpolar). Los vientos del oeste, soplan en los dos hemisferios hacia latitudes templadas, encuadran una zona de los alisios del nordeste y del sureste y de calmas ecuatoriales. El Océano Pacífico tropical está marcado por dos sistemas principales: los monzones y los alisios. El monzón es un fenómeno violento con inversión estacional que afecta el oeste de dicha cuenca.

En el hemisferio norte, el monzón asiático, estrechamente unido al monzón Indico, está gobernado por el anticiclón tibetano en invierno boreal y por los márgenes depresionarios índicos en verano. Estos dos monzones oscilan semestralmente en fase opuesta.

Los alisios, al contrario, permanecen todo el año sobre las partes del centro y del este. Estos son vientos convergentes que se dirigen hacia la depresión ecuatorial desviados hacia el oeste por la fuerza de Coriolis y tienen finalmente una componente este a nivel del Ecuador (Fig. 2-4 y 2-5). Presentando una débil variación estacional en oposición, siguiendo el hemisferio. Su velocidad máxima se ubica entre 10° y 15° N y entre el Ecuador y 15° S. La zona de convergencia de los alisios del noreste en el hemisferio boreal, y del sureste en el hemisferio austral, es la zona de convergencia intertropical (ZCIT) a veces llamada Ecuador meteorológico. Esta es una banda estrecha que se extiende casi a través de todo el Océano Pacífico alrededor de 5° de latitud. Corresponde al ramal ascendente de las células de Hadley en los dos hemisferios.

En el hemisferio sur, los alisios del sureste, desembocan en la zona de convergencia del Pacífico sur (ZCPS) bajo la forma de vientos del norte al este, siendo mucho más larga y difusa que la ZCIT. Durante el verano austral, los vientos envuelven al anticiclón de Australia, convergen igualmente hacia la ZCPS y sus zonas de convergencia se desarrollan con esta estación (Rasmusson y Carpenter, 1982). Estas corresponden al área de fuertes precipitaciones unidas a una convección intensa. La convergencia aquí es máxima y la velocidad horizontal del viento es mínima. Su débil extensión en latitud de cortos desplazamientos norte-sur de la ZCIT, ocasionan modificaciones importantes del estado atmosférico local. Un típico ejemplo, es aquel del Océano Pacífico oriental donde las regiones costeras de Colombia, Ecuador y el Golfo de Panamá viven al ritmo de las migraciones estacionales de la ZCIT que siguen aparentemente al movimiento del sol.

2.1.1.4 Variaciones estacionales de los vientos de superficie.

En el **verano boreal** (Fig. 2-5b y 2-6b), en el Pacífico norte, una zona de altas presiones centradas sobre 40° N- 150° O cubre todo el noreste de la cuenca. Una zona depresionaria está centrada sobre la península de la India. La circulación es anticiclónica desde América hasta 150° E entre 10° y 50° N. Los alisios, bajo los trópicos están al este del noreste, al centro del este y del sureste a partir de 170° E, donde convergen con los vientos monzónicos que soplan del suroeste de Indonesia. En el hemisferio sur, las altas presiones reinan de 40° - 10° S y hasta 5° - 10° N en el este. Los alisios soplan sobre toda la cuenca entre el Trópico de Capricornio y el ecuador y hasta 8° N en el este por sus prolongaciones en monzónicos de suroeste. La ZCPS está bien definida y su parte oeste está próxima al Ecuador sobre Nueva Guinea. La circulación anticiclónica se conecta al sur en la deriva circumpolar. Al este, los alisios bordean América del Sur y se orientan de sureste hacia 10° S donde aparece una convergencia (ramal de monzón hacia el Golfo de Panamá). Al oeste, los vientos monzónicos envuelven las altas presiones de Australia y Nueva Guinea, atravesando el Ecuador en Indonesia. Además una zona de calmas ecuatoriales, orientada sobre 8° - 10° N y asociada a la ZCIT, atraviesa el Océano Pacífico de 150° E a las costas americanas.

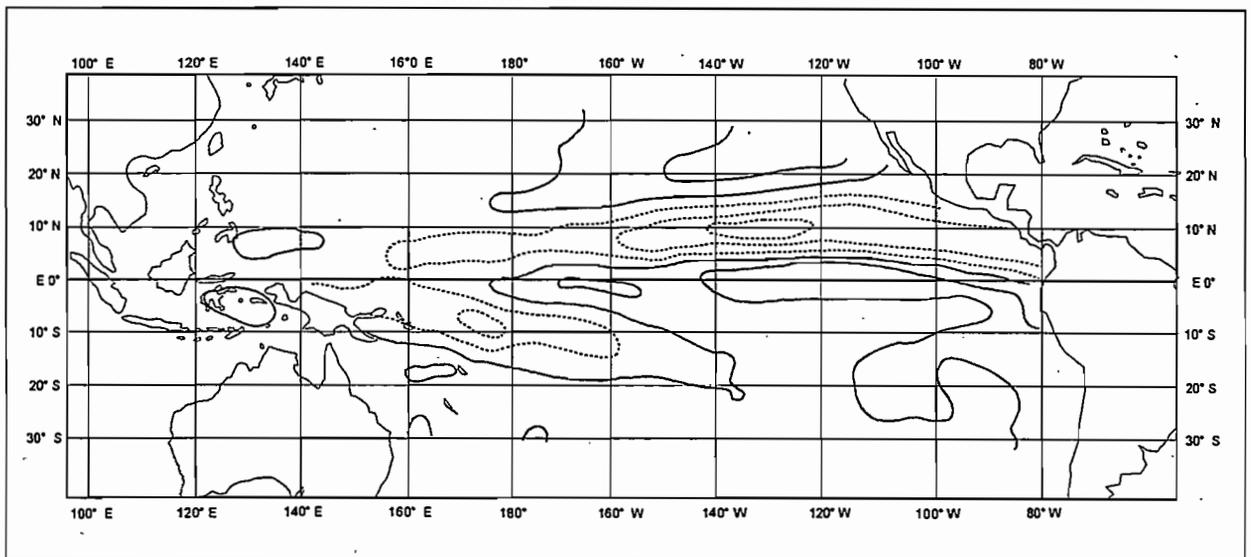
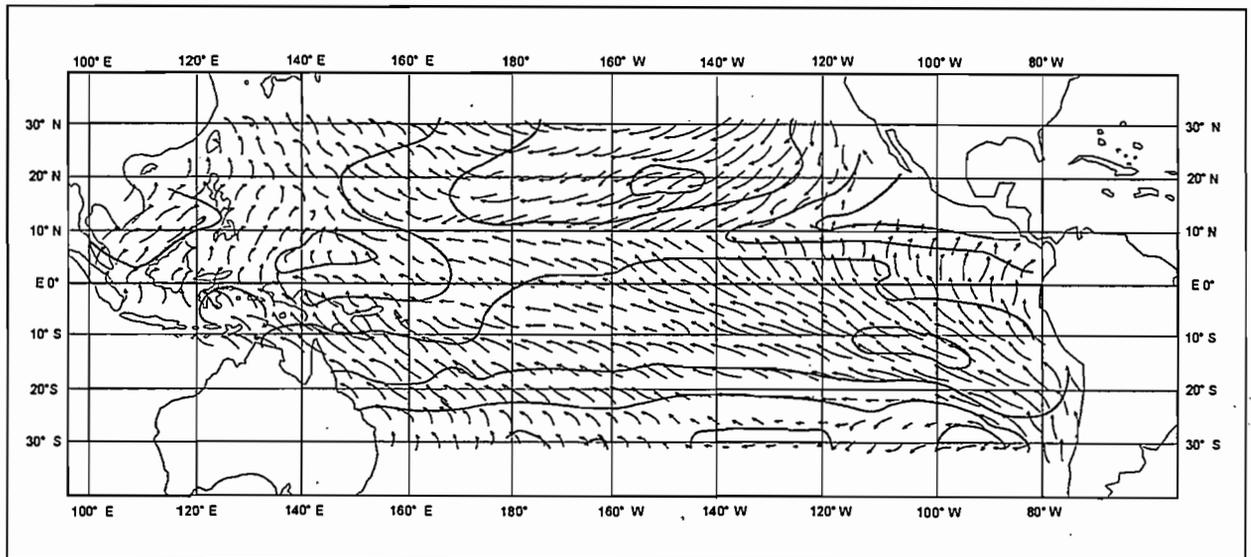


Fig. 2-4: Vientos de superficie e isotacas (alto m/s) y divergencia (baja en s^{-1}) del Pacífico tropical, agosto (verano boreal). El intervalo entre las isotacas es de 2 m/s, los valores divergentes (punteados) indican convergencia, el intervalo entre las isolíneas es de $2 \cdot 10^{-6} s^{-1}$ (Rasmusson y Carpenter, 1982)

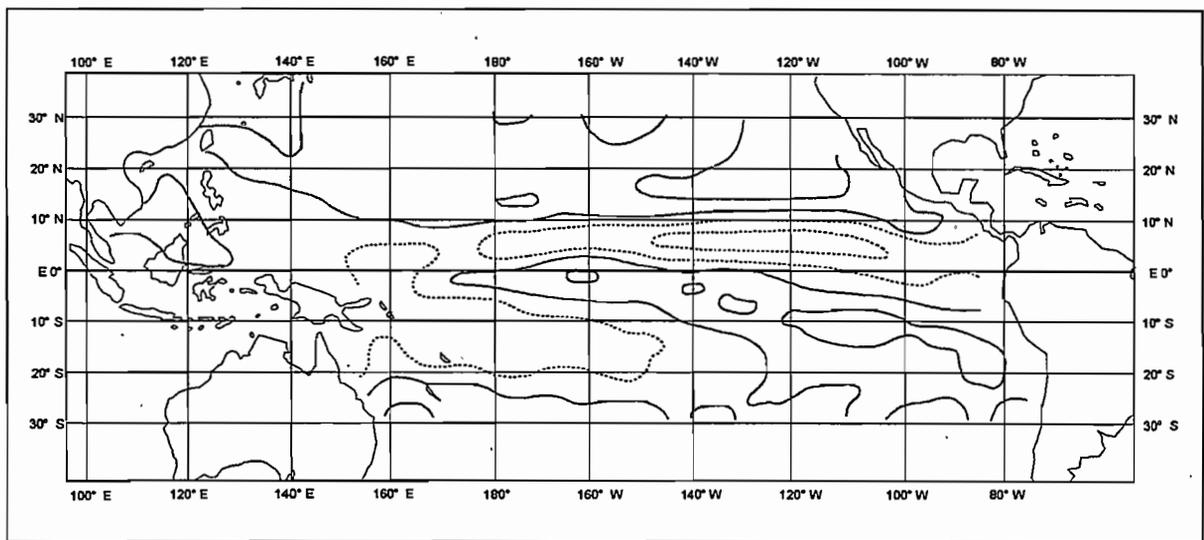
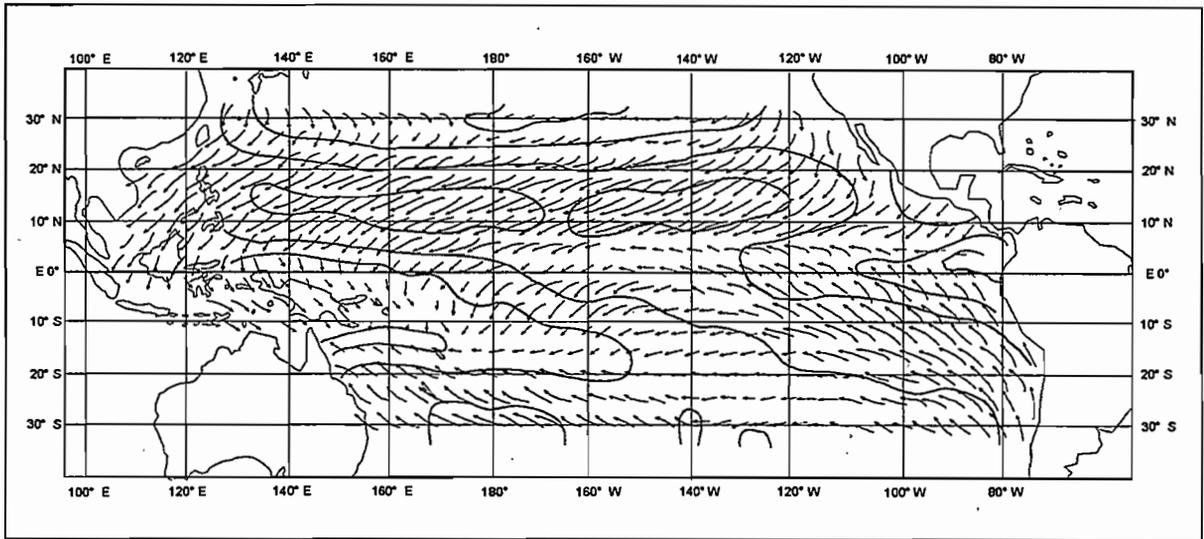


Fig. 2-5: Vientos de superficie e isotacas (alto m/s) y divergencia (baja en s^{-1}) del Pacífico tropical en febrero (invierno boreal). El intervalo entre isotacas es 2 m/s, los valores divergentes (punteado) indican convergencia, el intervalo entre las isolíneas es de $2 \cdot 10^{-6} s^{-1}$ (Rasmusson y Carpenter, 1982)

En el **invierno boreal** (Fig. 2-5a y 2-5b), el anticiclón del Pacífico norte disminuye y migra al este. En el oeste, las altas presiones reinan sobre Asia. Las bajas presiones están centradas en $50^{\circ}N-180^{\circ}$, se extienden de 70° a $30^{\circ}N$ y canalizan las depresiones del Pacífico norte. La circulación es ciclónica entre $30^{\circ}N$ y el estrecho de Bering. Al oeste se armoniza con el monzón de invierno que sopla de norte a noreste sobre Japón y noreste en Filipinas. Al este, ésta se apoya sobre el anticiclón subtropical que genera sobre su flanco sur los alisios del noreste que se extienden hacia $160^{\circ}-170^{\circ} W$, entre el trópico de Cáncer y $8^{\circ} N$. En el oeste, los alisios soplan hasta el Ecuador, pues son reactivados por las bajas presiones que reinan sobre Australia y Nueva Guinea, permitiendo al monzón atravesar el Ecuador desde Filipinas hacia el noreste de Australia. La ZCIT está localizada entre el Ecuador y $5^{\circ}N$ en el centro y se aproxima del Ecuador a las extremidades de la cuenca. En el hemisferio sur, el anticiclón situado al sureste de la cuenca, centrado sobre $32^{\circ}S - 100^{\circ}W$, genera los alisios que no sobrepasan el Ecuador. De los $150^{\circ}E$ a 180° , entre 50° y $15^{\circ}S$ el régimen de alisios es reemplazado por una situación confusa de vientos débiles y calmos de norte a noreste. La SPCZ es más difusa que en verano y su ramal oeste que migra con la estación, se encuentra hacia los $10^{\circ}S$ entre el mar de Corail y las Samoa.

2.1.2 Las circulaciones oceánicas

2.1.2.1 Dinámica oceánica: las corrientes marinas

El Océano Pacífico cubre el tercio del planeta representando cerca de la mitad de la superficie de los océanos. La circulación de superficie en el centro de la cuenca está directamente determinada por la estructura del campo de vientos. Las dos células de circulación anticiclónica que caracterizan las circulaciones norte y sur del Pacífico, inducen en la zona ecuatorial dos corrientes orientadas de este a oeste: las corrientes ecuatoriales sur y norte (CES y CEN) (Fig. 2-6). Estas dos corrientes alcanzan sus latitudes límites hacia los 5° y 10° N. Están separadas por una corriente fluyendo hacia el este, fuerte y estrecha, la contra corriente norte ecuatorial (CCEN). En la subsuperficie, en el ecuador, una corriente fuerte (del orden de m/s) fluye hacia el este, es la subcorriente ecuatorial (Fig. 2-8) que en ocasiones llega casi a la superficie en la parte este de la cuenca, esencialmente en primavera. Finalmente, la contra corriente sur ecuatorial más débil que la contra corriente norte y de naturaleza diferente, se riega de manera difusa en la superficie a partir del mar de Corail en dirección este.

En el verano boreal, el régimen de los alisios es más marcado; lo mismo ocurre para el sistema de corrientes que él engendra. La corriente CEN está entonces comprendida entre 20° y 10°N, el CES entre 20°S y 3° a 4° N y el CCEN entre 3° a 4° N y 10° N. No son simétricas en relación al ecuador, pero sí en relación a una línea de convergencia situada siempre al norte del Ecuador que corresponde aproximadamente a la posición de la ZCIT.

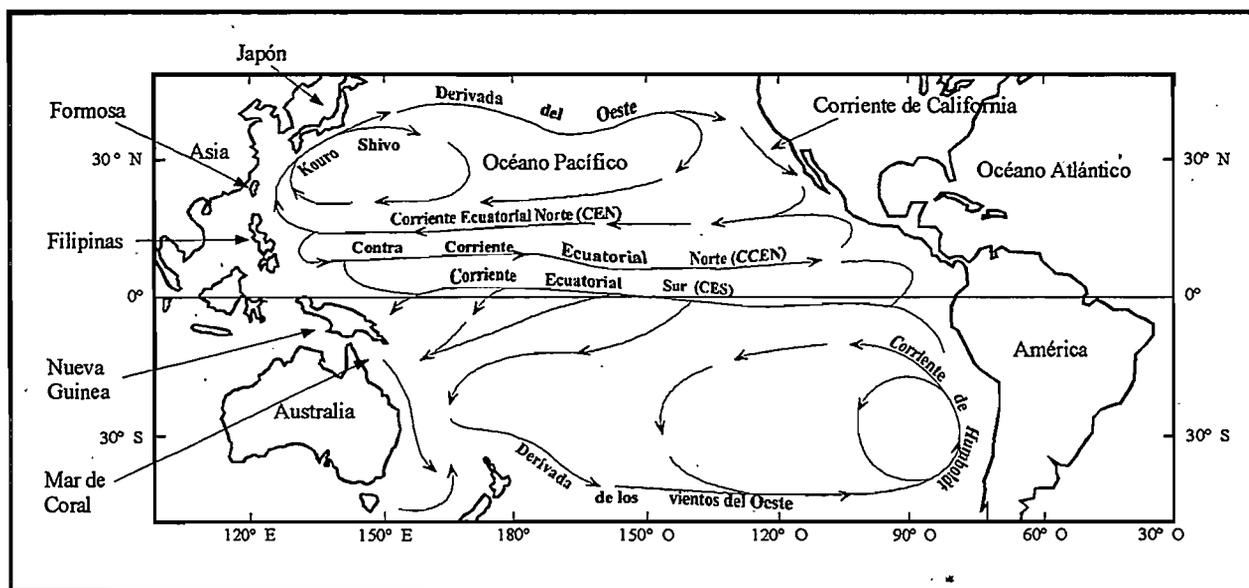


Fig. 2-6: Circulaciones marinas en la superficie del Océano Pacífico.

La corriente ecuatorial del norte: la CEN

Esta corriente alcanza su máximo desarrollo e intensidad en la parte central de la cuenca (hacia los 170° W-180°) entre 25 y 5° N en febrero, mientras que en agosto no desciende más allá de 10° N. Al extremo oeste de la cuenca (125° E) se divide en dos ramales. El más importante remonta hacia el norte a lo largo de Filipinas, después de Formosa, luego se desvía hacia el noreste en dirección a las islas japonesas e inicia la corriente de regreso por el borde oeste del Pacífico, la Kuro Shio. El segundo va hacia el sur y alimenta la CCEN. Al este, la corriente ecuatorial del norte es alimentada por las aguas de la corriente de California de marzo a julio y por aquellas de la CCEN el resto del año (Wyrski, 1965).

La corriente ecuatorial del sur: la CES

La parte norte de esta corriente (comprendida entre 2°S y 5° N) se extiende al oeste hasta Nueva Guinea (135° E). Es parcialmente desviada hacia el norte y constituye la principal alimentación de la CCEN. En agosto, cuando su velocidad es máxima (50 a 60 cm./s), sus aguas pueden penetrar en el archipiélago indonesio ayudadas por los vientos sureste que reinan, entonces, sobre el Pacífico Oeste. En febrero, se orientan hacia el mar de Corail al sureste.

La parte sur de la CES está comprendida entre 2° y 20° S, se dispersa en circuitos anticiclónicos en la parte este de la cuenca y encuentra la deriva de los vientos del oeste al sur del Océano Pacífico. Las variaciones estacionales del régimen de los vientos y de las barreras topográficas son el origen de esta dispersión. Durante el verano austral, cuando el anticiclón australiano es fuerte, esta dispersión es importante. En invierno los alisios soplan sobre todo el Pacífico sur, reduciendo la dispersión.

La CES es alimentada al este por la corriente fría de Humbolt que recorre las costas de América del Sur, proviniendo de las aguas frías de las regiones subpolares. A lo largo de la costa peruana existe uno de las más importantes, sino el más importante ascenso de agua fría del globo o *upwelling*. Los alisios del sureste que soplan permanentemente, desplazan las aguas de la superficie a lo ancho, lo que produce un ascenso de aguas más frías de una profundidad de 100 a 200 m. que provienen de la capa inferior y un enfriamiento marcado de las aguas costeras. En la primavera boreal, el emergimiento en el este del Pacífico de la subcorriente ecuatorial perturba la CES (Freitag y al (1987 y 1991) in Dandin (1993)).

La contra corriente ecuatorial del norte: la CCEN

Alcanza su máximo desarrollo en agosto. Varía en fase con la CES que constituye su principal fuente de alimentación en el oeste. Así, de febrero a marzo desaparece casi totalmente, estando orientada sobre 5°N, con una amplitud aproximada de 2° y está alimentada solamente por la CEN. Al este de 140°W, su amplitud varía aproximadamente 3° de latitud en mayo, a más de 5° en agosto, septiembre y octubre, luego decrece a menos de 4° en Diciembre (Wyrтки, 1965).

Al este de 90°W, se separa en dos ramales. Una parte de sus aguas se dirige hacia el norte y noreste a nivel de Costa Rica para encontrar la CEN, el resto se dirige hacia el sur y el oeste, retomada por la CES. Es esta corriente cálida que bordea las costas Occidentales de América del Sur que había sido llamada Corriente de El Niño por lo pescadores sudamericanos.

Esta representación de la CCEN en función de aquellas corrientes que la alimentan es muy esquemática pero presenta un interés didáctico. En realidad hace intervenir mecanismos de alimentación complejos, mediante intercambios meridionales y verticales con las corrientes que la rodean a todo lo largo de su travesía .

2.1.2.2 Estructura térmica del Pacífico ecuatorial

La estructura térmica del océano Pacífico está estrechamente unida a su estructura dinámica. Los alisios y las corrientes norte y sur ecuatoriales provocan una acumulación de agua caliente en la parte oeste del Océano, lo cual forma una región casi homotérmica de la superficie hasta un centenar de metros de profundidad. Es el "reservorio" de agua caliente del Pacífico llamado *warm pool* en lengua inglesa. Esta acumulación de agua caliente menos densa implica una elevación del nivel del mar en estas regiones. Según Wyrтки (1979), en condiciones normales de vientos, la diferencia de nivel de las aguas entre la costa de América Central y el Pacífico Oeste, a lo largo del ecuador, alcanza alrededor de 40 cm.

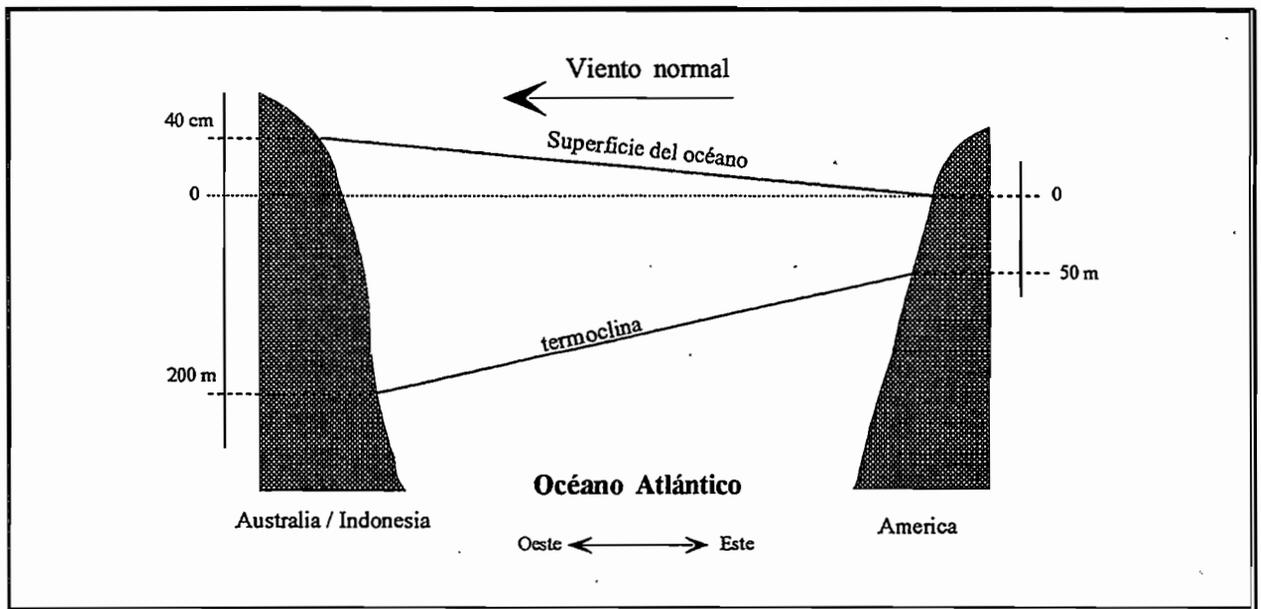


Fig. 2-7: Respuesta de la estructura longitudinal del Pacífico ecuatorial a los vientos alisios normales. (Wyrtki, 1979)

Encontramos en el Océano tropical, una capa superior caliente de densidad débil y una capa inferior fría de densidad más fuerte. La interfase entre estas dos capas es llamada **la termoclina**. Puede ser considerada como una barrera térmica limitada por los intercambios. Un corte zonal, cualquiera que sea la latitud escogida, muestra un ascenso constante de la termoclina hacia la superficie de oeste a este, desde una profundidad aproximada de 200 metros cerca de las Islas Salomón hasta 50 metros cerca de las islas Galápagos. Al oeste, la presencia de la *warm pool* mantiene una temperatura estable de 29° a 30° C. Al este de la cuenca, la isoterma de 20° C queda cerca de la superficie a pesar de las fuertes variaciones estacionales.

La estructura meridional del relieve de la superficie dinámica del océano Pacífico tropical presenta una sucesión de crestas y hondonadas (fig. 2-8). Según la latitud, la termoclina es más o menos dilatada. Esta "estalla" en el ecuador bajo el efecto de movimientos verticales del agua asociadas a la subcorriente ecuatorial y se estrecha en algunos grados de un lado y de otro. Se aleja de la superficie hacia 5°N y se acerca hacia 9°N. al norte de 10°N y al sur de 3°S comienza a sumergirse hacia los polos, extendiéndose verticalmente.

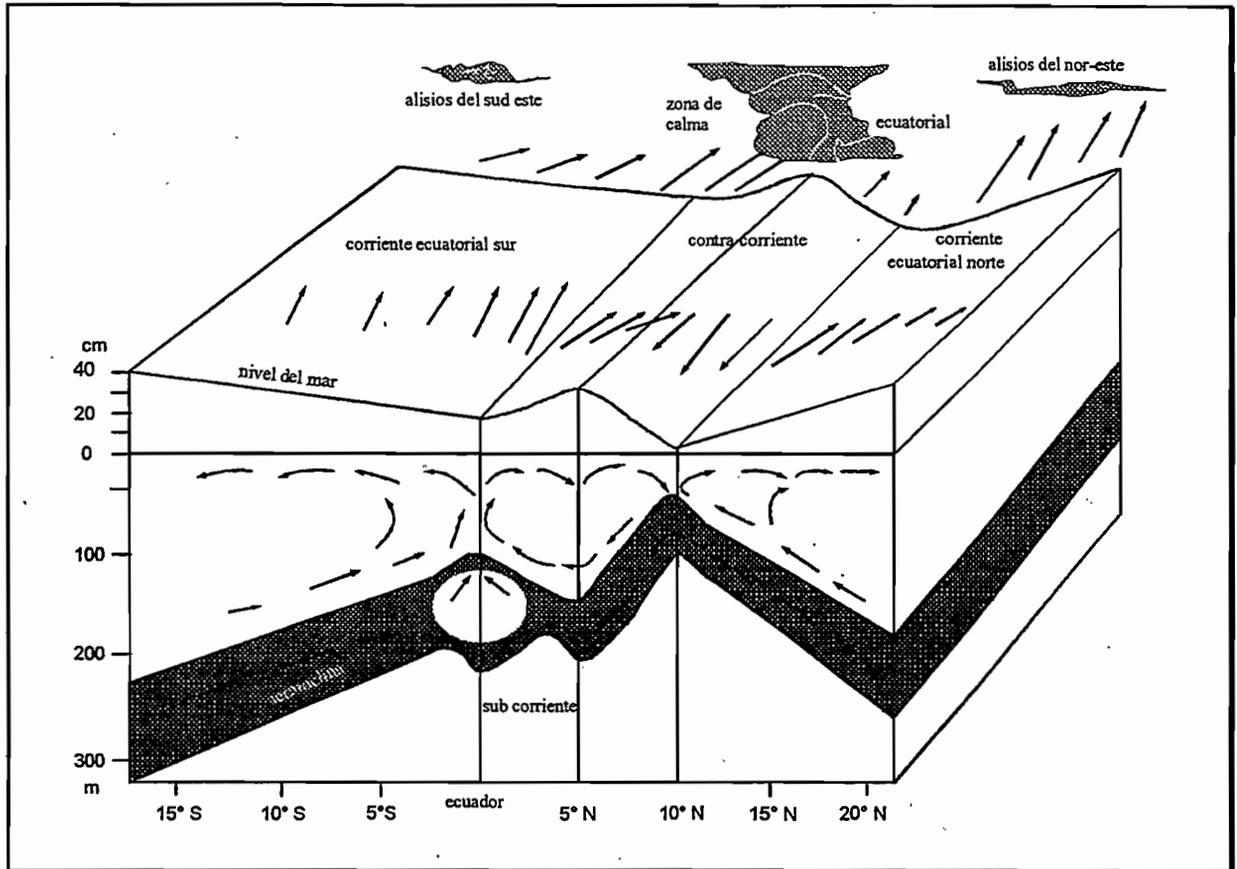


Fig. 2-8: Corte esquemático meridional, indica los vientos, corrientes de superficie y la subsuperficie, estructura térmica y topografías de la superficie del mar y termoclina en el Pacífico ecuatorial central (Wyrтки, 1969).

2.2 SITUACION DE EL NIÑO

2.2.1 Percepción histórica

A lo largo de la costa peruana, existen importantes ascensos de agua fría desde una profundidad de 100 a 200 metros, aportando grandes cantidades de elementos nutritivos en la zona eufótica, donde el fitoplancton puede desarrollarse. Este fitoplancton representa un amplio reservorio de alimento que permite el crecimiento de importantes poblaciones de peces (anchoas, sardinas, etc.). Esto ha permitido el desarrollo de poblaciones de pescadores, quienes bautizaron con el nombre de El Niño a la débil corriente cálida costera proveniente del norte que, en la época de Navidad, circula a lo largo de las costas de las repúblicas ecuatoriana y peruana. Obtiene su nombre de la fiesta de Navidad, ya que en español, El Niño quiere decir particularmente El Niño Jesús. Esta corriente transporta hacia el sur, aguas calientes proviniendo del norte del Ecuador, lo que marca el principio de la estación de precipitaciones.

Ciertos años, este flujo de agua es anormalmente fuerte y los pescadores constatan que los peces emigran y que las aves de mar fenecen en gran número debido a la falta de alimento. Estas aguas anormalmente calientes se extienden lejos hacia el sur a lo largo de las costas del Perú, donde las aguas, incluso en verano, son habitualmente frías en razón de los "upwellings". Este suceso es acompañado de lluvias torrenciales sobre las regiones costeras del Ecuador y el norte del Perú, Los científicos que estudian el fenómeno hablan de apariciones "catastróficas" de El Niño en razón de sus consecuencias sobre la vida marina y las poblaciones. El adjetivo "catastrófico" fue omitido y la expresión El Niño designa ahora a este suceso anormal.

Históricamente, El Niño ha sido percibido como un monzón de invierno anormal que refuerza el flujo de los alisios del Atlántico que se envuelven alrededor del anticiclón de las Bermudas y penetran de manera anormal hacia el Perú (Hisard, 1989). Bjerknes (1961) explica como una exageración desmesurada de la corriente costera estacional que bordea las costas colombianas y ecuatorianas. Murphy (1926), pensaba que los vientos del sur asociados al anticiclón de la Isla de Pascua cesaban y que el "upwelling" daba lugar a las aguas calientes venidas del norte. En consecuencia, el plancton no podía desarrollarse por falta de elementos nutritivos, los peces emigraban y los pájaros morían de hambre. Generalmente se pensaba que El Niño era solamente un fenómeno de origen local.

2.2.2 Fenómeno global "océano-atmósfera"

A pesar de los numerosos progresos realizados recientemente gracias a la acumulación de datos de observación, las hipótesis adelantadas no son siempre concordantes y los factores condicionan ciertos parámetros, sobre todo en aquellos que son útiles a la previsión, aún objeto de estudios. Por el momento, las explicaciones más satisfactorias son bastante antiguas y se trata de aquellas como de Bjerknes (1969) y de Wyrki (1975) (Ménard y Delcroix, 1996).

2.2.2.1 Asociación de El Niño con la oscilación austral

Fueron reconocidos en forma muy relativa los trabajos de Walker (1923) hasta finales de los años cincuenta. Berlage (1957) y Berlage y de Boer (1959) pusieron en evidencia la importancia de la oscilación austral. Berlage (1966) estableció una relación entre las anomalías de TSM observadas en Puerto Chicama (8°S, Perú) y las fluctuaciones de la oscilación austral. En el transcurso del Año Geofísico Internacional de 1957-58, la red de observaciones meteorológicas fueron considerablemente reforzadas. Ese año fue marcado por un fuerte recalentamiento de las aguas de la superficie de las costas de América del Sur. El estudio de este suceso permitió a Bjerknes (1966 y 1969) entender que el fenómeno cerca de las costas suramericanas estaba unido a una amplia oscilación del sistema océano-atmósfera que supera ampliamente la escala local.

Establece un acercamiento entre el recalentamiento próximo a las costas suramericanas: fuertes precipitaciones en el Pacífico centro-ecuatorial, el aumento de las presiones en las zonas de bajas presiones por encima de Indonesia y el debilitamiento del anticiclón de la isla de Pascua. Según él, la aparición de un El Niño está ligado a las fluctuaciones de la circulación de Walker del Pacífico y por lo tanto a la oscilación austral. Analiza el índice de la oscilación austral o SOI (Southern Oscillation Index, ver 2.2.1). Es positivo cuando la diferencia de presión entre los centros de presiones altas y bajas es superior a la desviación habitual (Fase positiva) y negativo en el caso contrario (Fase negativa). Bjerknes remarca que El Niño está asociado a un índice negativo, principia generalmente cuando el índice comienza a disminuir y se termina cuando el índice alcanza su valor mínimo. Se habla entonces del ENSO o El Niño/Southern Oscillation.

Bjerknes afirma que las interacciones entre el océano y la atmósfera tienen como resultado el dar nacimiento a la oscilación austral por un mecanismo de retroacción. Cuando los alisios de la parte oeste son fuertes, la atmósfera se carga abundantemente de humedad y la circulación de Walker es muy intensa. Los vientos fuertes provocan también la aparición del "upwelling" y mantienen así en la superficie de los océanos un gradiente pronunciado de la temperatura a lo largo de Ecuador entre los bordes orientales y occidentales del Océano Pacífico. Por el contrario, cuando los vientos son débiles, la atmósfera se carga menos de humedad, la circulación de Walker se vuelve débil, los "upwelling" ecuatoriales finalizan y el gradiente de la temperatura decrece. En ese momento, las aguas norecuatoriales más calientes invaden las zonas costeras cerca del Perú, entonces es El Niño.

2.2.2.2 Respuesta dinámica del océano

Para Wyrтки (1979), las explicaciones de Bjerknes permiten justificar la existencia de dos estados, casi estacionarios, de la circulación de Walker. Sin embargo según Wyrтки, éstas aportan muy poco sobre las razones profundas de la oscilación austral. Gracias a las observaciones realizadas entre 1950 y 1980 por naves comerciales, Wyrтки y Meyers (1976) han examinado las variaciones de los alisios por encima del Pacífico, descubriendo que los vientos cerca del Perú no eran menos intensos durante los períodos reconocidos de El Niño. Esto refutaba la idea según la cual El Niño era provocado por un debilitamiento de los vientos a lo largo de las costas peruanas. Al contrario, ellos notaron que durante los dos años anteriores al fenómeno, los alisios del sur eran mucho más fuertes que lo ordinario en el Pacífico Central. En la misma época, Wyrтки mostró que el nivel del mar, en el Pacífico Occidental era excepcionalmente elevado en el año anterior a El Niño, y que durante éste la contracorriente norecuatorial era muy fuerte. Estas observaciones dieron el impulso a una nueva teoría para explicar el origen de El Niño (Wyrтки, 1975). Esta puede ser descompuesta en dos fases, la una de "formación" en el transcurso de la cual debe existir un cierto número de condiciones para que durante la segunda fase, el evento de El Niño pueda tener lugar.

Fase de "formación"

Cuando, durante un largo período, los alisios del sureste son más fuertes de lo acostumbrado, gracias a la corriente surecuatorial transportan importantes cantidades de agua hacia el Pacífico Oeste. El fenómeno arrastra una acumulación de agua caliente en las regiones entre Nueva Guinea, Las Samoas, Nueva Caledonia y también puede ser en las mismas longitudes al norte del ecuador. El nivel de agua se eleva en estas regiones y la termoclina se hunde. A partir de medidas del nivel del mar, Wyrтки constata que al final del período de vientos fuertes, durante más de un año, el nivel se eleva alrededor de 10 cm. en relación a lo normal en el oeste del Pacífico y descende en 5 cm. en la costa suramericana. Al mismo tiempo, la termoclina se eleva en el este cerca de 20 m. y descende en el oeste cerca de la misma altura. (fig. 2-9)

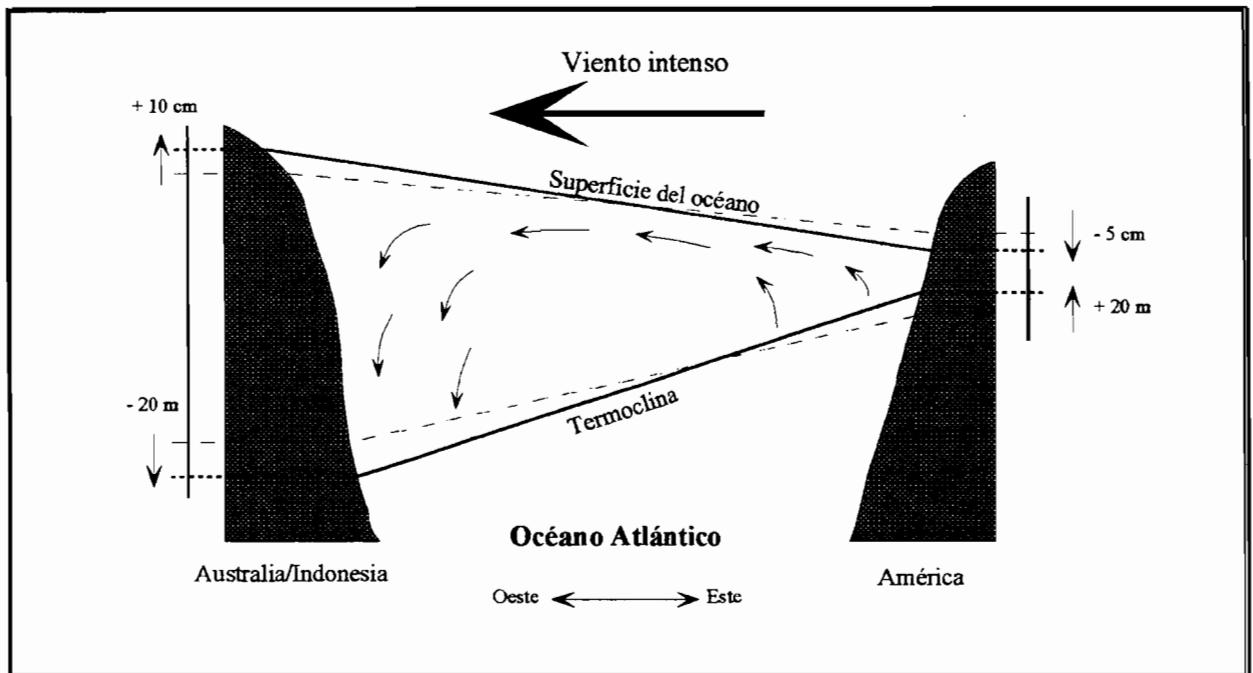


Fig. 2-9: Respuesta de la estructura longitudinal del Pacífico ecuatorial a los vientos alisios intensos (Wyrтки, 1979).

Fase de "concretización"

Cuando los alisios se debilitan, después de un período de vientos fuertes, el agua acumulada tiene tendencia a retornar hacia su lugar de origen, puesto que ya no está retenida por la fuerza de arrastre del viento en la superficie. La corriente sur-ecuatorial se vuelve mucho más débil y la contra corriente se intensifica. Wyrтки sugiere que la transición está favorecida por una **onda ecuatorial de Kelvin**. Tales ondas se propagan en la interfase de dos fluidos, aquí la termoclina (ver 2.3.3.). Una onda de Kelvin transitará dos o tres meses entre los bordes oeste y este de la cuenca del Pacífico. La termoclina se eleva en el oeste y el nivel marino baja. Al mismo tiempo, el nivel del mar se eleva notablemente a lo largo de las costas suramericanas y la termoclina se hunde de manera más espectacular todavía. (fig. 2-10)

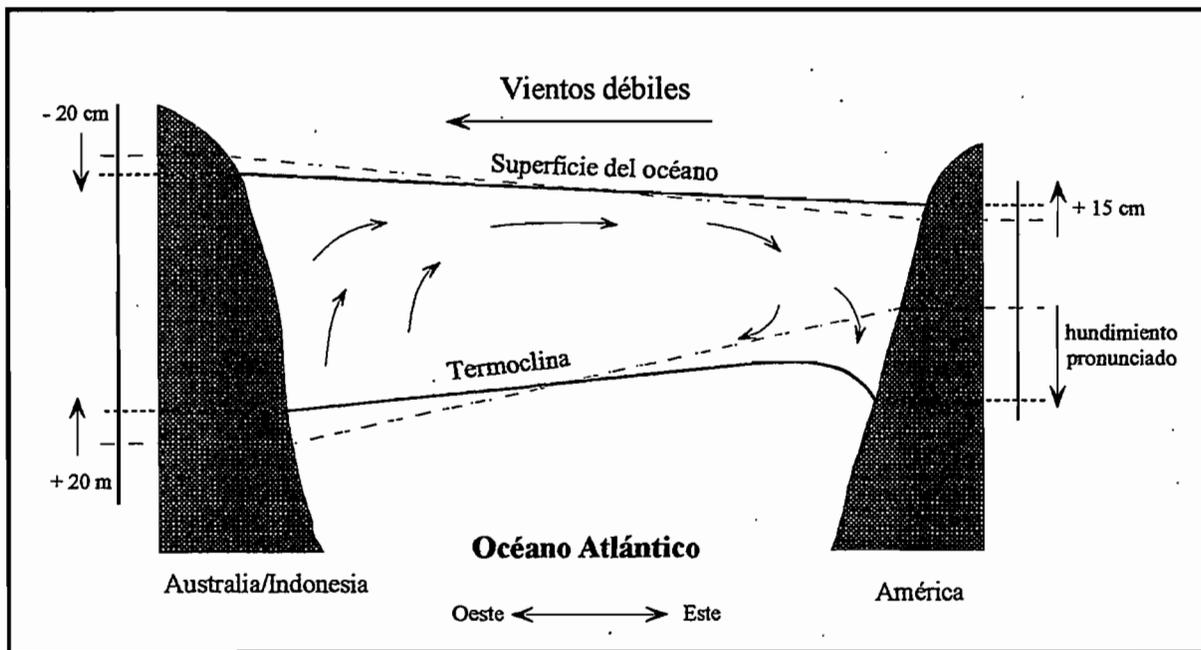


Fig. 2-10: Respuesta de la estructura longitudinal del Pacífico ecuatorial a los vientos alisios débiles (Wyrтки, 1979)

Se puede entonces resumir a **La teoría de Wyrтки** así: El Niño constituye la respuesta del océano Pacífico ecuatorial a un aumento prolongado de la fuerza de arrastre de los vientos, y se manifiesta en estos términos: "Fuerzas alisios del sureste soplan durante más de dieciocho meses, llevando una acumulación de agua caliente en el Pacífico Oeste, una elevación del nivel del mar y un hundimiento de la termoclina. En cuanto los vientos se debilitan, el agua acumulada tiene tendencia a retornar hacia el Pacífico este, lo que provoca una elevación del nivel del mar y un descenso de la termoclina a lo largo de las costas suramericanas. Esta llegada de agua caliente a lo largo de las costas suplanta los efectos del upwelling y marca el comienzo de un El Niño". (Wyrтки, 1979).

Esta teoría acarrió un gran número de tentativas de previsión del clima a largo plazo a principios de los años 1980; es así que en el otoño de 1982, Wyrтки formó parte de los científicos que anunciaron que se observaba una situación normal en 1983 y posiblemente también en 1984. Pero desde noviembre de 1982, se observó un recalentamiento muy pronunciado a lo largo de las costas suramericanas, que iba a durar hasta el otoño de 1983; se estaba presenciando el "acontecimiento del siglo". Ese Niño de magnitud extraordinaria y del cual las consecuencias eran a menudo desastrosas no contradujo la teoría, pues los análisis posteriores demostraron que correspondía al esquema propuesto. Pero, esto también mostró los límites de la previsión más allá de varios meses.

2.2.3 Origen del fenómeno

Actualmente se posee una buena descripción del fenómeno y se explica suficientemente bien la concatenación de los eventos a partir de una anomalía de la circulación atmosférica, o de la temperatura de la superficie del Pacífico. Al contrario, la causa inicial permanece todavía misteriosa y por lo tanto difícilmente previsible. ¿Cuál es la causa del debilitamiento o de la inversión de los alisios en el oeste del Pacífico que va a dar nacimiento al fenómeno?. Se pueden agrupar las diferentes hipótesis planteadas en dos formas, una de origen externo en el Océano Pacífico y otra de origen interno. La primera escuela agrupa principalmente a meteorólogos y la segunda a oceanógrafos (Cadet y Garnier, 1988).

Ciertos investigadores ubican el origen del fenómeno por encima del océano Índico, que es la zona de los monzones de verano y de invierno caracterizados por la inversión estacional del régimen de vientos. El sistema de viento de los monzones en el Océano Índico está acoplado a aquel de los alisios del Océano Pacífico, lo que muestra la fuerte correlación entre las fluctuaciones de los dos sistemas. Varios científicos sugieren una propagación hacia el este de las anomalías de presión. (Barnett, 1983), de ondas atmosféricas (Krishnamurti, y al 1986; Yasunari, 1987) o de una onda ecuatorial de tipo onda de Kelvin (Lau y Chan, 1986). Estudios recientes hacen intervenir otra; las ondas de Kelvin se propagan rápidamente (pueden alcanzar 3 m/s) de oeste a este, **las ondas de Rossby** de baja frecuencia que se propagan más lentamente de este a oeste. En el momento del paso de frente de la onda de Kelvin, bajo la forma de una bola de agua libre, el nivel marino se eleva de 10 a 30 cm la termoclina se hunde tantos metros y las corrientes pueden invertirse (fig. 2-11). Según esta teoría, llamada del "oscilador retardado", la propagación de ondas en el Océano Pacífico, como su reflexión sobre los bordes de la cuenca determinan el comienzo, la duración y el fin del ENSO. Los modelos numéricos fundados sobre esta teoría permiten simular correctamente un buen número de observaciones.

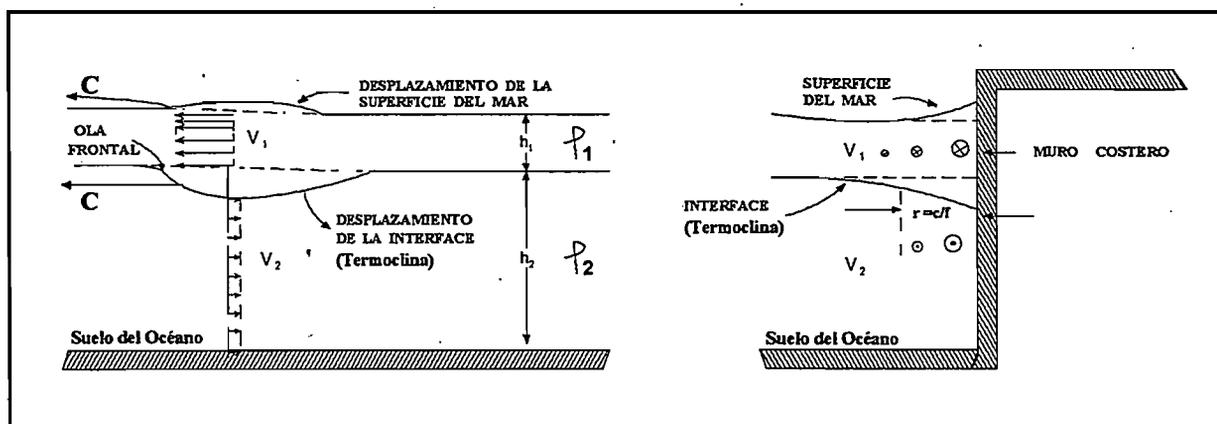


Fig. 2-11: Vista esquemática de una onda de Kelvin bordeando un extremo este en el hemisferio norte. Se remarca la amplitud máxima en la costa. (Miysak, 1986, in Dandin, 1993)

Otros investigadores proponen un origen interno en el Océano Pacífico. Esta hipótesis es fundada sobre los resultados de un cierto número de modelos de circulación oceanográfica acoplados a aquellos de la atmósfera. Estos modelos son relativamente simples y capaces de reproducir anomalías idénticas a aquellas provocadas por la oscilación austral (Mc Cready y Anderson, 1984; Nicholls, 1984; Philander y al, 1984; Cane y al, 1986). Hacen también intervenir las ondas de Kelvin y de Rossby. Para estos autores, no se debe preguntar si el viento conduce a la TSM, o si al contrario, es la TSM que tiene predominio inicial. Un modelo acoplado describe la evolución simultánea del viento, la TSM, la profundidad de la termoclina, etc. Gracias a los resultados de su modelo, Cane y al (1986) habían anunciado a fines de 1985 y de manera más precisa en primavera de 1986, la inminencia de un ENSO para Navidad de 1986, que efectivamente se produjo.

Más que una oscilación entre dos estados extremos, la oscilación austral aparece como una oscilación del sistema acoplado océano/atmósfera alrededor de un estado de equilibrio inestable (Dandin, 1993). Varios elementos parecen facilitar estos movimientos de va y viene. En particular, la acumulación de agua caliente en el oeste del Pacífico constituye una reserva de energía potencial que se libera en el centro de la cuenca en el momento de un ENSO. Para que esta fase se opere, es necesario que una inestabilidad cualquiera se aumente al ciclo estacional. Esto puede aparecer sea en el oeste y propagarse lentamente hacia el este, sea al centro y al este de la cuenca. La perturbación inicial genera ondas de Kelvin y de Rossby cuya reflexión sobre el borde oeste genera una señal en forma de una onda de Kelvin (Dandin, 1993). Este es el principio del oscilador retardado. El estudio de las inestabilidades que se desarrollan en la interfase muestra modos de propagación, exclusivamente no oceánicos, ni atmosféricos. Estos mecanismos de interacción introducen una dimensión aleatoria que hace falta en los esquemas ondulatorios, los mismos que no se podrían utilizar ya que las ondas libres no existen más en estas condiciones acopladas. (Dandin, 1993). En efecto, la distinción entre mecanismos de "modos acoplados" y de "oscilador retardado" es un poco artificial tanto que los dos aparecen estrechamente imbricados.

Barston y al. (1994) analizaron los principales modelos de previsión concluyendo que ninguna explicación totalmente satisfactoria existía. Los resultados obtenidos por los diferentes equipos de investigadores indican que el origen del fenómeno es muy complejo. Se trata, como a menudo en geofísica, del problema *del huevo y la gallina*, quien es el origen de qué?. Ahora, los programas mundiales de investigación sobre el clima reúnen varios estudios cuya ambición es la comprensión y la predicción del clima de la tierra. Por primera vez, los investigadores utilizan conjuntamente medidas *in situ*, observaciones por satélite y simulaciones numéricas. Muchas esperanzas han nacido de las medidas por satélite, que dan una visión de toda la cuenca oceánica, englobando las escalas espaciales y temporales que caracterizan el ENSO. En el espacio podemos medir la TSM y el nivel del mar del cual se deducen las corrientes de superficie. Las anomalías del nivel del mar, que corresponden a la propagación de las ondas de Kelvin, han sido observadas luego del evento de 1992 (Ménard y Delcroix, 1996). La acumulación de observaciones cada vez más numerosas y precisas y el crecimiento de medios de cálculo, deberían permitir mayor comprensión y mejoramiento de las previsiones.

2.2.4 Las fases de una anomalía standar o de un ENSO canónico

Las teorías complementarias de Bjerknes y Wyrtki para explicar la formación de un ENSO son las más satisfactorias. Sin embargo, no es posible avanzar con una explicación definitiva de las causas de aparición del ENSO. En particular, porque un examen comparativo indica que los eventos pasados no se parecen completamente, a pesar de ciertas características comunes (Cane, 1983). Rasmusson y Carpenter (1982) analizaron seis eventos ENSO posteriores a 1945 (1951, 1953, 1957, 1965, 1969 y 1972) para los cuales la información es la más completa. Ellos descompusieron los eventos en varias fases (fig. 2-12), construyendo así un evento *standar* o canónico, sin olvidar que éste no es más que un molde aproximado. Numerosos aspectos están sujetos a la duda en la medida donde el número de observaciones es muy restringido en ciertos lugares del planeta. Evidentemente, no se toma en cuenta el evento de 1982-1983. La primera y la tercera fase del evento standar propuesto por Rasmusson y Carpenter (1982) corresponden a los periodos de *formación* y de *realización* sugeridos por Wyrtki (1979). Las fases siguientes muestran la propagación de la anomalía positiva de TSM sobre el conjunto del Océano Pacífico tropical. Un evento típico comienza temprano en el año, evoluciona durante la primavera boreal hasta una fase máxima alcanzada en el invierno boreal siguiente y se acaba después de 10 a 15 meses de temperaturas excepcionalmente elevadas a lo largo de América del Sur (Enfield, 1989). El ENSO y el ciclo estacional parecen sincronizados.

2.2.4.1 Fase de pre-condicionamiento

A finales del verano boreal del año anterior al ENSO, la TSM en el este es más débil que de costumbre (Fig. 2-12 a) y los alisios son más fuertes.

Tienden a acumular el agua caliente en el oeste del Pacífico donde el nivel del mar es por consecuencia más elevado que de costumbre. La presión baja en Australia, y la ZCPS se localiza al suroeste de su posición normal, lo que determina las estructuras de anomalía de viento y de temperatura en el Pacífico Oeste y suroeste. No siempre es cierto que estos signos débiles sean realmente los antecedentes del ENSO.

2.2.4.2 Fase inicial

Después de este inicio, hacia finales de año, se establece una fase de arranque. Anomalías positivas de temperatura aparecen a lo largo de las costas suramericanas al sur de 10°S y alrededor de la línea de cambio de fecha (180°). (Fig. 2-12 b). Los alisios disminuyen a partir de septiembre-octubre al oeste de 180° , dando lugar a las anomalías del noreste y del oeste, después sobre el conjunto del Pacífico. La pendiente de la termoclina comienza a disminuir. La ZCPS se encuentra en una posición próxima a la normal. Estos elementos pueden, sin embargo ser observados sin que un ENSO sobrevenga enseguida (Philander, 1990).

2.2.4.3 Fase máxima

En la primavera siguiente, una lengua de agua caliente se extiende a partir de las costas colombianas a lo largo del Ecuador hasta aproximadamente 140°W (Fig. 2-12c), así como a lo largo de las costas del Ecuador y del Perú donde las anomalías alcanzan 2° a 3°C y son máximas en abril, mayo o junio. Se distingue fácilmente la anomalía El Niño por el recalentamiento estacional normal. Al mismo tiempo, el nivel marino se eleva en la costa, al norte como al sur del Ecuador, y la termoclina se hunde. Una fuerte corriente hacia el sur se observa a lo largo de las costas de Colombia y Perú. La anomalía que era observada al oeste de la línea de cambio de fecha se extiende hacia esta lengua que emprende la travesía del Pacífico. Las dos Zonas de Convergencia del Pacífico se acercan al Ecuador y las zonas de convección y de precipitación del oeste de la cuenca, asociados a la convergencia de gran escala, migran hacia el este. Notamos que los vientos del sureste, a lo largo del Perú, son reforzados, lo que es observado en las estaciones costeras, pero en forma degradada en el evento estándar debido a un nivel de resolución insuficiente (Enfield, 1981). Las anomalías de viento del oeste son registradas a lo largo del Ecuador entre 100°W y 170°E .

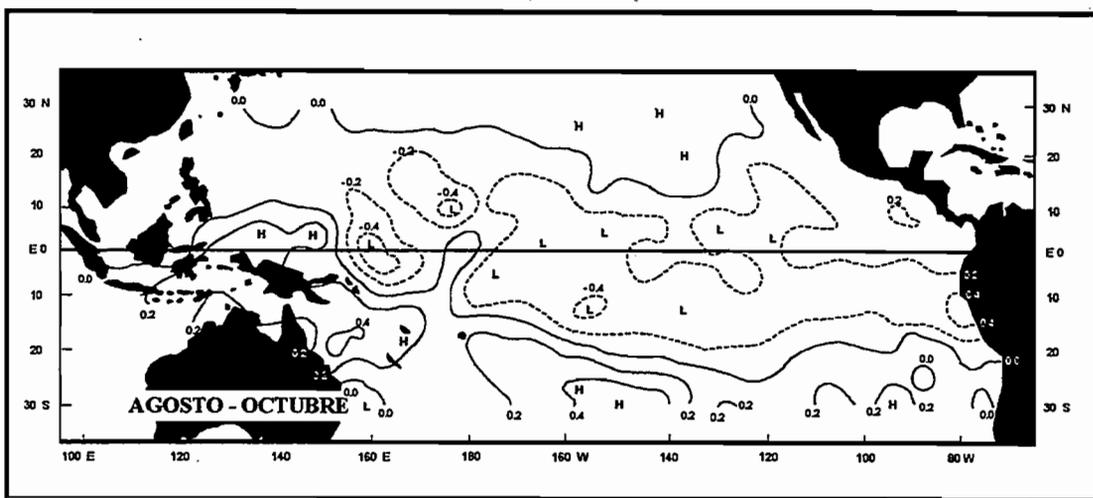


Fig 2-12a: Anomalías de TSM (en °C), durante las diferentes fases del ENSO standar, calculando la media de los datos de seis eventos ENSO entre 1949 y 1973 (Rasmusson y Carpenter, 1982). Fase anterior, anomalías medias de TSM de agosto a octubre del año anterior al ENSO

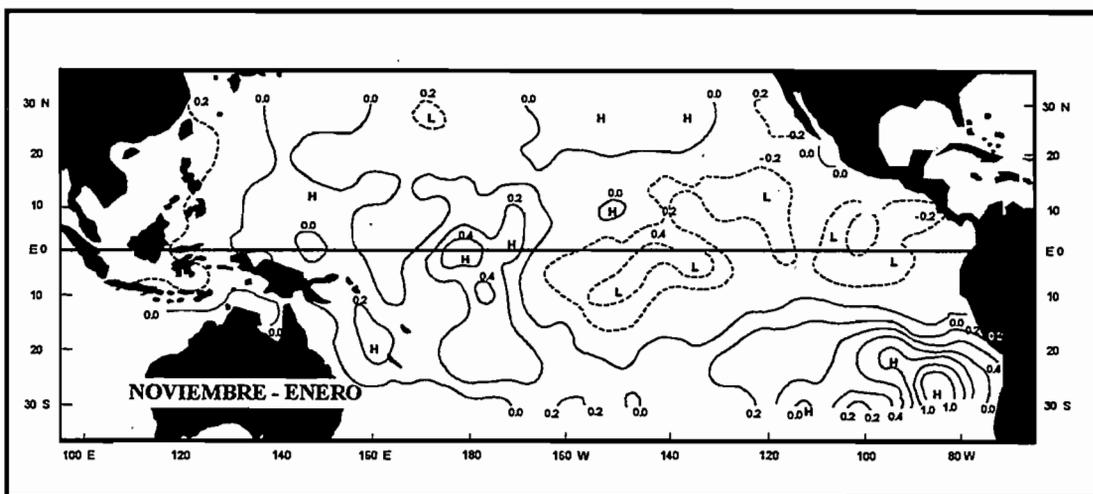


Fig 2-12b: Igual que la fig 2-12a; para la fase inicial, medias de noviembre a ener anterior al ENSO

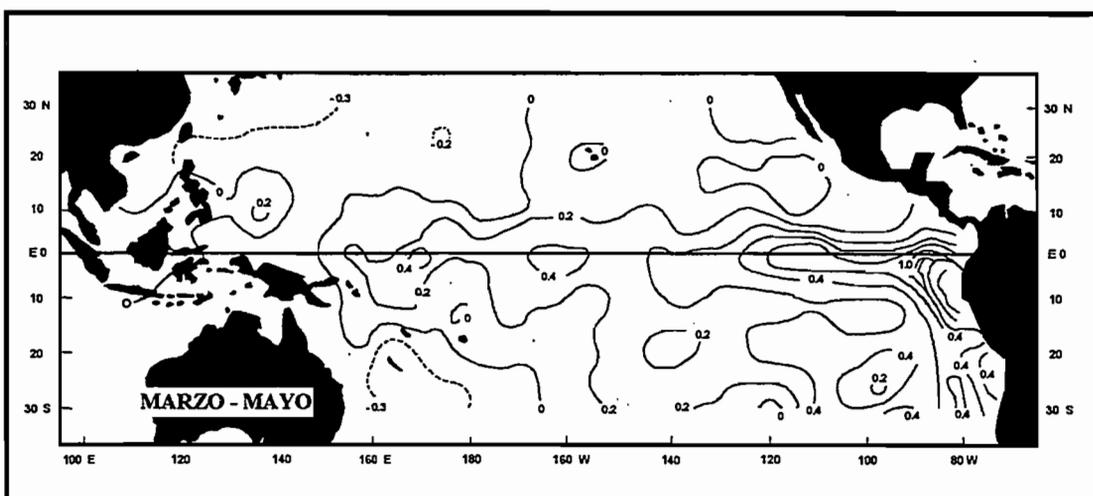


Fig 2-12c: Igual que la fig 2-12a; para la fase máxima, medias de marzo a mayo del año ENSO

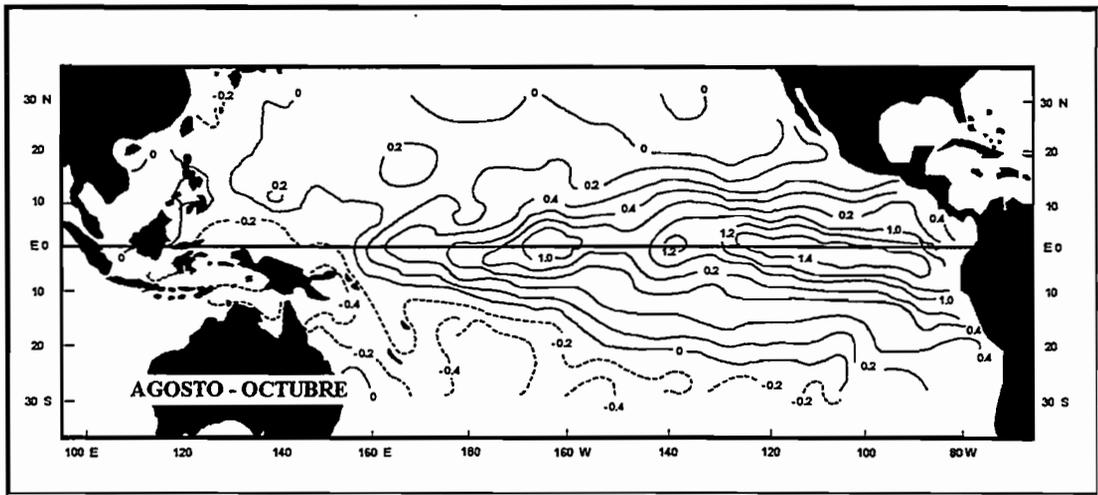


Fig 2-12d: Igual que la fig 2-12a; para la fase de transición, medias de agosto a octubre del año ENSO

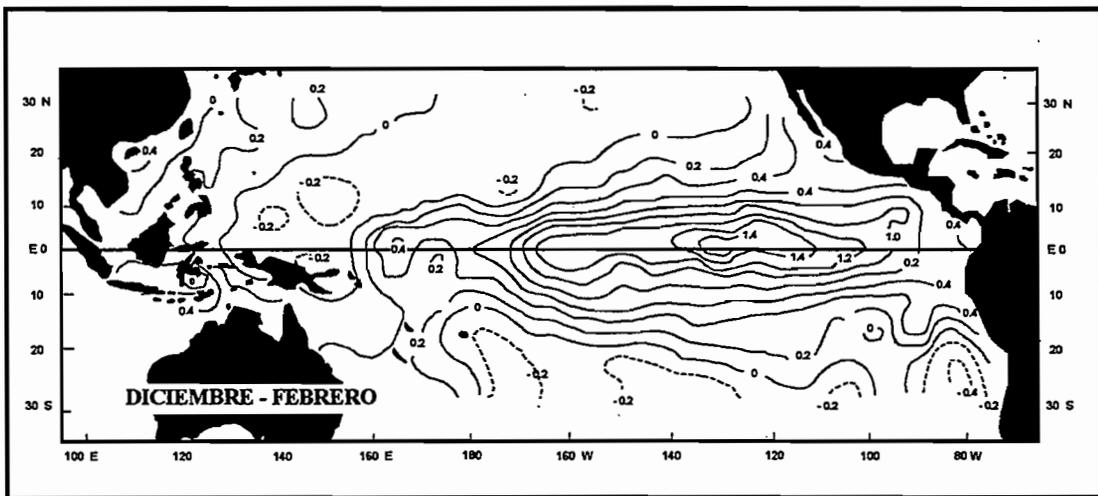


Fig 2-12e: Igual que la fig 2-12a; para la fase de madurez, medias de diciembre a febrero siguiente al ENSO

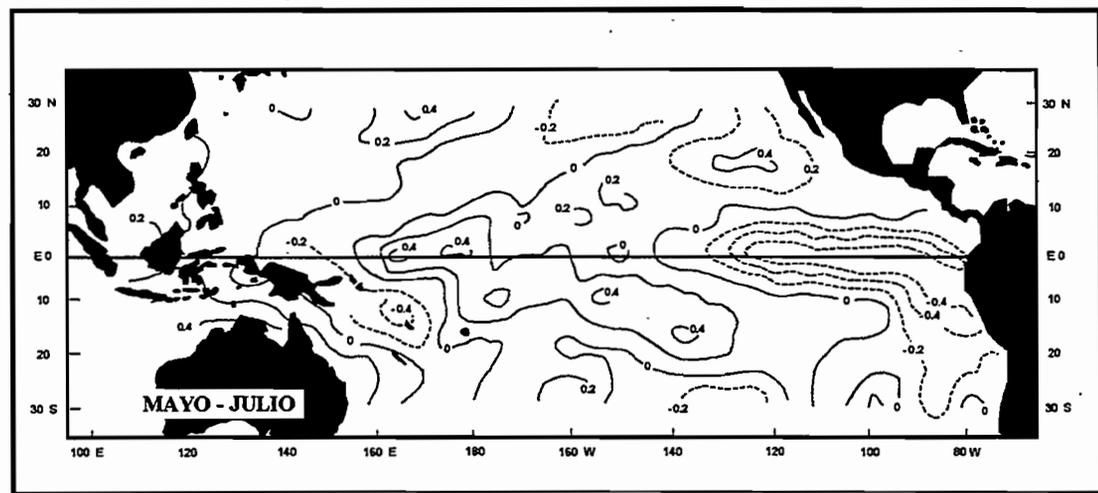


Fig 2-12f: Igual que la fig 2-12a; para la fase de retorno a la normal, medias de mayo a julio del año siguiente al ENSO

2.2.4.4 Fase de transición

En el transcurso del período de transición situado a finales del verano, las anomalías costeras a lo largo de América del Sur van a desaparecer, mientras que la lengua de agua caliente se extiende sobre todo el Pacífico (Fig. 2-12d). En el oeste, los vientos son invertidos y soplan muy claramente hacia el este. Las precipitaciones en el Pacífico centro oeste son entonces máximas. Las anomalías de vientos conducen a una reducción importante de las corrientes ecuatoriales (CEN y CES). En Otoño, las TMS son muy poco superiores a la normal cerca de la costa americana, pero las isotermas frías se ubican más profundamente que lo ordinario.

2.2.4.5 Fase de madurez

En enero, el evento entra en una fase madura, que es la fase de extensión máxima de las anomalías de TMS (Fig. 2-12e). Son positivas sobre toda la extensión del ecuador (con un máximo de 1,6°C), pero igualmente a lo largo de las costas de América del Sur. Una segunda anomalía máxima es en general observada en enero a lo largo de las costas suramericanas, corresponde a la ausencia de enfriamiento estacional que sobreviene generalmente durante el verano boreal. Al oeste de 180°, las anomalías de TSM vuelven a ser normales. Los vientos son por el contrario siempre invertidos entre 180° y 130°W y orientados hacia el sur entre el ecuador y 10°N. Poco a poco, el océano encuentra una estructura clásica (Fig. 2-12f).

2.2.5 **Diferencia entre los términos ENSO y El Niño**

La utilización del término El Niño ha evolucionado. Los pescadores sudamericanos designaron así a la corriente estacional caliente en las proximidades de las costas en dirección sur. Este término ha sido enseguida reservado por los científicos a los eventos locales de amplitud excepcional (SCOR 83). Después representó el conjunto de perturbaciones a grandes escalas. Ahora, se distingue el ENSO de El NIÑO (Quinn 1993), reservando El Niño a la anomalía costera del Pacífico oriental y ENSO al conjunto de condiciones atmosféricas y oceánicas de gran escala que aparecen con los recalentamientos del Pacífico oriental. Utilizaremos entonces los términos El Niño y ENSO para designar respectivamente los fenómenos regionales y globales.

2.3 **EFFECTOS DEL ENSO SOBRE LOS CLIMAS DEL PLANETA**

En su fase negativa extrema, la Oscilación Austral está acompañada de diferentes anomalías que afectan la circulación general. En los párrafos anteriores hemos mencionado ciertas anomalías para el Océano Pacífico tropical. Ropelewski y Halpert (1989) determinaron las regiones del planeta que presentan una relación significativa con el ENSO (Fig. 2-13), a partir de series de precipitaciones de 1700 estaciones, siendo necesario anotar por falta de datos la omisión, del Ecuador y Perú que son, sin embargo, las regiones las más sensibles. Resultados similares han sido obtenidos por Stoeckenius (1981) y por Kousky y al (1984).

Cuando sea necesario precisaremos, la influencia de la oscilación austral sobre la variabilidad interanual de diferentes regiones del Océano Pacífico intertropical donde ésta es máxima, después del resto del cinturón intertropical y las latitudes templadas. Damos igualmente algunas indicaciones de la influencia del ENSO sobre la ocurrencia de ciclones de los océanos Pacífico y Atlántico y sobre los ecosistemas costeros y ciertas actividades humanas de América del Sur.

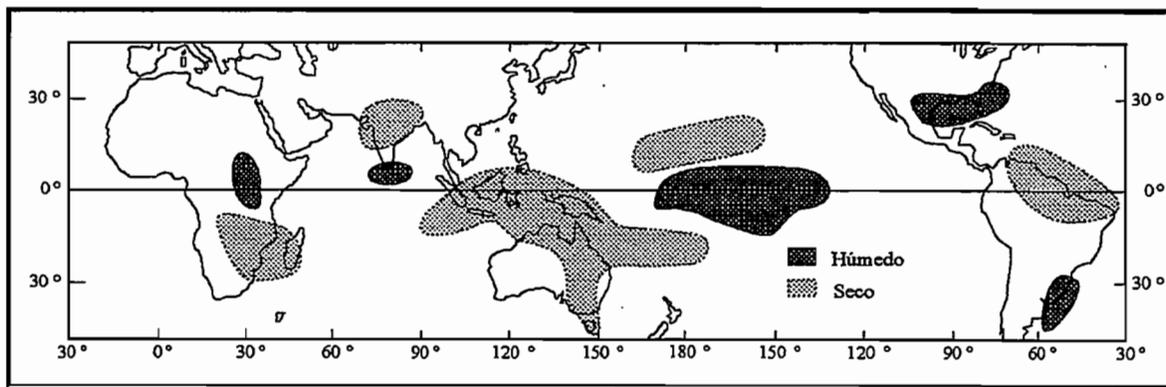


Fig. 2-13: Anomalías de precipitaciones que afectan el globo durante un evento ENSO. (0) indica el año de aumento de la temperatura sobre el océano Pacífico, (+) indica el año siguiente (Ropelewski y Halpert, 1989)

2.3.1 El Océano Pacífico intertropical

2.3.1.1 Efectos del ENSO sobre las precipitaciones

El desplazamiento zonal de la célula de Walker del Pacífico está acompañada de importantes variaciones de lluvias. Las abundantes precipitaciones (varias veces la media anual durante el evento de 1982-1983) son observadas en el este de la línea de cambio de fecha y cerca de la costa oeste del continente americano. Lluvias torrenciales han sido observadas en Ecuador (Cepal, 1983; Nouvelot y Pourrut, 1984) y en Perú (Caviedes y Waylen, 1987; Tapley y Waylen, 1990) la mayor parte del tiempo se acompañan con inundaciones. (Waylen y Caviedes, 1986; Nouvelot y Pourrut, 1994) y de deslizamientos de tierra como durante los eventos de 1982-83 y 1986-87.

En el Pacífico Central, el exceso pluviométrico está caracterizado por lluvias más frecuentes. Por otro lado, la sequía es severa en Australia e Indonesia. En el Pacífico Oeste, las fases negativas de la oscilación austral se traducen generalmente por un déficit pluviométrico. Esta baja de las precipitaciones ha sido observada en Nueva Caledonia por Morlière y Rébert (1986), en Australia por Mc. Bride y Nicholls (1983), Nicholls (1989) y Simpson y al (1993a) y a nivel de escurrimiento en Nueva Zelanda por Moss y al (1994) y en Australia por Simpson y al (1993b).

2.3.1.2 Efectos del ENSO sobre los ciclones

Según Cadet y Garnier (1988), la actividad ciclónica por encima del océano Pacífico depende estrechamente de la fase de oscilación austral. Existen tres grandes regiones de actividad ciclónica. La primera está situada al norte del ecuador, a lo largo de las costas de América central con una media anual de 14 ciclones. La segunda se encuentra hacia las Filipinas y el mar de China con una media anual de 26 en el verano boreal. La última está al sur del ecuador con una media de 16 en el verano austral. La oscilación austral no parece aportar modificaciones sensibles sobre el número y la intensidad de los ciclones como en el Pacífico sur. Sobre los 26 años de observación (1958-1985), incluyendo siete eventos ENSO, la media anual es de 16,4 pero, la media alcanza 19,1 durante los años ENSO. Este crecimiento es debido sobre todo a su aumento en la parte este, hacia la Polinesia, donde la actividad ciclónica es generalmente nula. Esto sucede, como si durante los ENSO, la zona ciclónica se desplaza hacia el este al mismo tiempo que la ZCPS. Al contrario, en la parte oeste, Nicholls (1985), apoyándose sobre una serie de ciclones tropicales de 1909 a 1983, establece una correlación negativa y significativa entre las presiones de Darwin y el número de ciclones que afectan a Australia. Se observa así un importante número de ciclones en esta región durante las fases positivas de la oscilación austral.

2.3.1.3 Efectos del ENSO sobre los ecosistemas y las actividades humanas de la ladera oeste de la cordillera de los Andes

Las relaciones entre la aparición de El Niño y la mortandad masiva de los pájaros de mar han sido remarcadas desde que el "guano" (materia que proviene principalmente de la acumulación de excrementos de pájaros marinos y constituye un fertilizante rico en nitrógeno y en ácido fosfórico), se ha constituido en un elemento importante de las exportaciones del Perú en el siglo XIX. En el transcurso de El Niño de 1957-58, la población de pájaros de mar, por falta de alimentos, descendió de 28 millones a 6 millones de individuos (Fig. 2-14). En esta época, la pesca de anchoas en Perú era todavía reducida, los posibles efectos de El Niño sobre las poblaciones de peces pasaron desapercibidos. La población de pájaros creció lentamente hasta 15 millones, para descender a 4 millones por los efectos de El Niño de 1965. La influencia de este evento todavía es bastante débil en la pesca de anchoas, pues el stock que todavía no está sobrexplotado, se regenera rápidamente.

No sucedió lo mismo en 1972, El Niño fue particularmente marcado y durable. La población de peces estaba en la época sumisa a una sobre explotación, traducida en disminución regular de tamaño de individuos capturados. Los dos factores han contribuido probablemente a la caída de pescaderías después de El Niño de 1972. Las capturas de anchoas bajaron de 10 millones de toneladas en 1971 a 4 millones en 1972 y a 1,5 millones en 1973 (I y II, 1973). Desde el momento jamás lograron su nivel inicial. Todos los Niños posteriores han ocasionado ruptura en la cadena ecológica en la región costera de América del Sur y desajustes de los ecosistemas costeros.

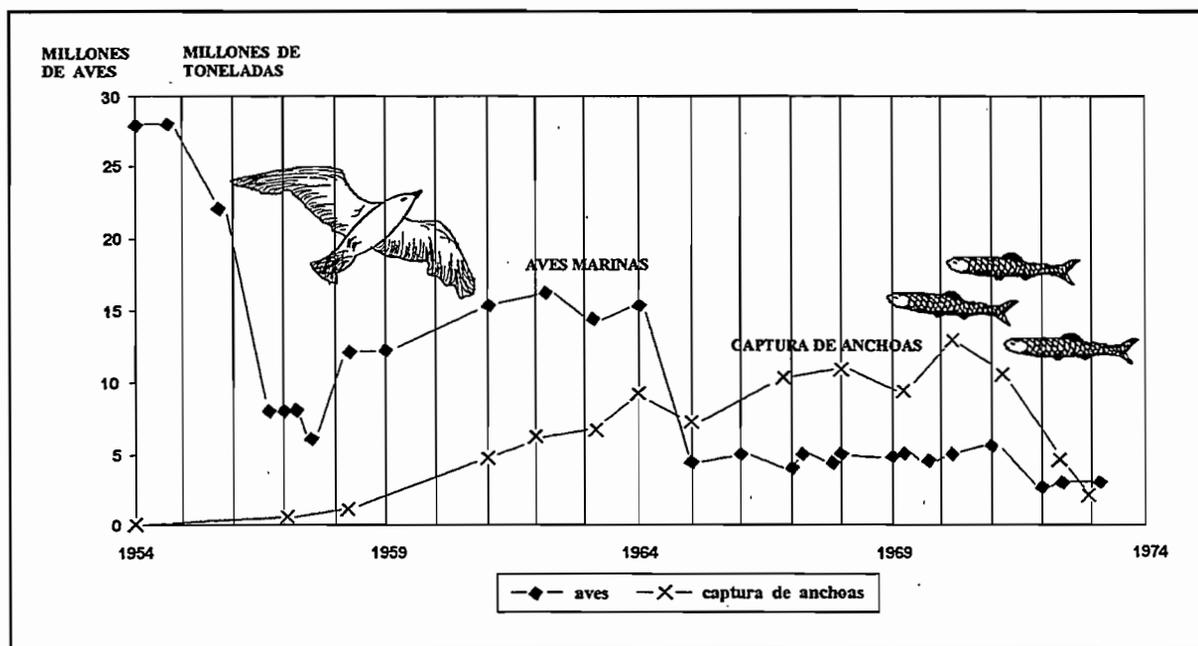


Fig. 2-14: Cada evento El NIÑO es marcado por pulsaciones de ecosistemas costeros de América del Sur. Pero notamos que la caída siguiente del año 1972 resulta igualmente de una sobreexplotación de recursos en el transcurso de los años anteriores. (Wyrski, 1979; Cadet y Garnier, 1988)

Para la actividad agrícola en regiones costeras de América del Sur, la presencia de precipitaciones, los años Niños, en regiones normalmente áridas permiten generalmente el desarrollo de cultivos. Pero en otros sectores, el exceso de lluvia puede ocasionar pérdidas de producción. Luego del evento excepcional de 1983, la situación ha tomado una dirección catastrófica. En Ecuador, las zonas de gran producción tradicional (Guayas, Los Ríos, El Oro) han visto reducir su producción por la putrefacción de cultivos sumergidos durante varios meses. Las intensas y persistentes precipitaciones de diciembre y enero destruyeron los cultivos, redujeron el rendimiento de unos y

retardaron la siembra de otros. Durante el mejoramiento del clima en febrero, muchos esfuerzos se realizaron para aprovechar grandes superficies de la península de Sta Elena y Manabí, normalmente áridas pero que en esta ocasión disponían de humedad. El retorno de precipitaciones en marzo, y con una intensidad superior en mayo y junio, no permitieron la cosecha esperada. Las pérdidas se agravaron por la destrucción total o parcial de las vías de comunicación que dificultaron la transportación de la poca producción hacia los centros de consumo.

2.3.2 Efectos de el ENSO sobre el resto del cinturón intertropical

2.3.2.1 El Altiplano Boliviano y Peruano

En oposición con la costa del Pacífico de América del Sur, las altas tierras del sur de Perú y el altiplano de Bolivia están marcadas por un déficit de precipitaciones en años ENSO (Francou y Pizarro, 1985; Tapley y Waylen, 1990; Aceituno y Montecinos 1992).

2.3.2.2 El Caribe, y el resto de América Tropical

Hastenrath (1990) ha puesto en evidencia las correlaciones positivas entre los escurrimientos de varios países de esa región (Panamá, Venezuela, surinam, Guyana francesa) y el SOI. Confirmado por Aceituno (1995) en las partes Andinas de Colombia puede ser extendido en la Amazonía en Manacarpu y al Río Negro en Manaos por el estudio de Richey y al (1989). Waylen y al (1994) observaron este mismo déficit pluviométrico en el momento de las fases negativas de la oscilación austral en San José de Costa Rica, y Bocanegra y Caicedo (1994) en Colombia.

2.3.2.3 El Océano Atlántico

En razón de las sequías catastróficas que afectan el Sahel y el noreste brasileño, el Océano Atlántico ha sido particularmente estudiado. Covey y Hastenrath (1978) establecieron que las presiones de la superficie en el Atlántico sur varían generalmente en sentido inverso a aquellas del Pacífico sur. Se observa, entonces, una aceleración de los alisios del sur en la proximidad del Ecuador debido al crecimiento del anticiclón de Santa Elena, de un enfriamiento de las aguas de la superficie para reforzar el "upwelling" ecuatorial del Atlántico. Sin embargo, este esquema general no siempre ha sido respetado, las dimensiones más limitadas ocasionan reacciones más rápidas, algunas veces desfasadas en relación a aquellas del Pacífico (Cadet y Garnier, 1988).

Los ciclones nacen en el seno de la zona de convergencia intertropical a lo largo de Dakar a partir de perturbaciones africanas, y se desplazan enseguida hacia el oeste reforzándose en las aguas calientes del Caribe entre julio y octubre. Su número se reduce considerablemente en período ENSO (Gray, 1984). Se puede atribuir esta disminución de actividad ciclónica sobre el Atlántico al reforzamiento de los alisios que engendra una baja de las temperaturas acompañada de un aumento de la cizalladura vertical del viento. Estos fenómenos tienden a inhibir la actividad ciclónica (Cadet y Garnier, 1988).

2.3.2.4 El noreste brasileño

En el transcurso de los últimos decenios, ciertos eventos secos analizados por Molinier y Cadier (1987-85) que afecta el noreste de Brasil han tenido lugar después del despliegue de un ENSO sobre el océano Pacífico, sugiriendo una influencia de la oscilación austral. Hastenrath y de Castro (1987) mostraron una correlación significativa entre el índice de la oscilación austral en enero-abril y las anomalías de las lluvias al noreste del Brasil. Hastenrath (1990) igualmente utilizó el valor del mes de enero como un índice que permite prever el total de las precipitaciones de la estación de lluvias siguientes.

2.3.2.5 Africa

La influencia de la Oscilación Austral sobre la pluviometría africana es objeto de numerosos trabajos (Stoekenius, 1981; Lough, 1985; Nicholson y Antekhabi, 1986; etc.). Ropelewski y Halpert (1989) han confirmado la relación entre la fase negativa de la Oscilación Austral y los déficits pluviométricos en el Africa del este y del sureste. Pero, no han puesto en evidencia ninguna relación estadísticamente significativa con las lluvias del Sahel. Durante los ENSO, un ligero aumento de los débitos del Nilo en su parte alta ha sido constatada. Por el contrario, Eltahir (1996) mostró que existe una disminución de escurrimientos del Nilo en Assouan en Egipto cuando la TSM del Pacífico central aumenta.

2.3.2.6 El monzón Indico

Es la investigación del índice que permite prever la intensidad de lluvias en la India que ha conducido a Walker (1923) al descubrimiento de la Oscilación Austral. Esta relación entre la actividad del monzón y la oscilación austral ha sido confirmada por numerosos estudios (Shukla y Paolino, 1983; Rasmusson y Carpenter, 1983 y 1985); Cadet, 1985; Hastenrath y Wu, 1986; Hastenrath, 1987 y 1988). El monzón indico de verano, es deficitario durante el verano boreal del año ENSO. Lo que permite decir que un mal monzón de verano es un signo precursor del ENSO (Cadet y Garnier, 1988).

2.3.3 **Las Latitudes templadas**

Mechoso e Iribarren (1992) han demostrado que se observa un aumento del escurrimiento de los ríos Uruguay y Negro en el sureste de América del Sur, durante las fases negativas de la Oscilación Austral. En Santiago de Chile, Aceituno y al (1989) y Rutland y Fuenzalida (1991), observaron un aumento de precipitaciones con elevación de la temperatura superficial del Pacífico tropical central. Es sobre la base de estas observaciones que Montecinos y Aceituno (1995) pudieron establecer estimaciones de precipitaciones para los meses de julio y agosto de 1995 en Santiago de Chile, a partir de la TSM del Pacífico tropical de los meses de enero a marzo de 1995

Namias (1964) elaboró cartas de anomalías de temperaturas y de precipitación en invierno para América del norte para nueve eventos ENSO. El muestra que el noreste es más cálido y seco que lo normal, y que el sureste es más frío y lluvioso. Estos resultados han sido confirmados, por análisis más recientes de Ropelewski y Halpert (1986), Schooner y Nicholson (1989), Redmond y Koch (1991) y Kahya y Dracup (1993). Sin embargo, la repartición de anomalías de temperaturas y de lluvias está lejos de ser idéntico para cada uno de los casos estudiados. Es claro que la Oscilación Austral juega un rol en las variaciones climáticas de Estados Unidos durante el invierno boreal. Sin embargo, no constituye más que un factor de escala global entre otros factores de escalas regionales o locales.

La alteración del campo de presión sobre el Atlántico norte que engendran las fases negativas de la Oscilación Austral, debería traducirse por las modificaciones del clima de Europa. Sin embargo ninguna relación estadística significativa con el ENSO ha podido ser establecida. Esto sugiere que más allá de la cuenca del Pacífico y de América del norte la intensidad de las señales de la oscilación austral decrecen con la distancia y se confunden probablemente con otros fenómenos atmosféricos no directamente relacionados al ENSO.

2.3.4 Variaciones climáticas observadas durante un evento ENSO

Durante, un evento ENSO que se caracteriza por un recalentamiento del Océano Pacífico tropical, y un debilitamiento de la circulación de Walker del Pacífico, numerosas variaciones pluviométricas son observadas sobre el conjunto del planeta (Fig. 2-15). Un aumento de precipitaciones es generalmente observado en el Pacífico central, sobre la ladera oeste de la cordillera de los Andes (Ecuador y Perú) y en el cono sur (Chile, Argentina y Uruguay). Mientras que las lluvias son deficitarias en las regiones situadas al oeste del Océano Pacífico entre Nueva Zelanda e Indonesia, así como sobre la cuenca del Amazonas (altiplano peruano y boliviano, Manaos y el noreste brasileño) y al norte de América del Sur de Costa Rica a la Guayana francesa (Panamá, Colombia, Venezuela, Surinam). Las relaciones sobre el resto del planeta son menos marcadas.

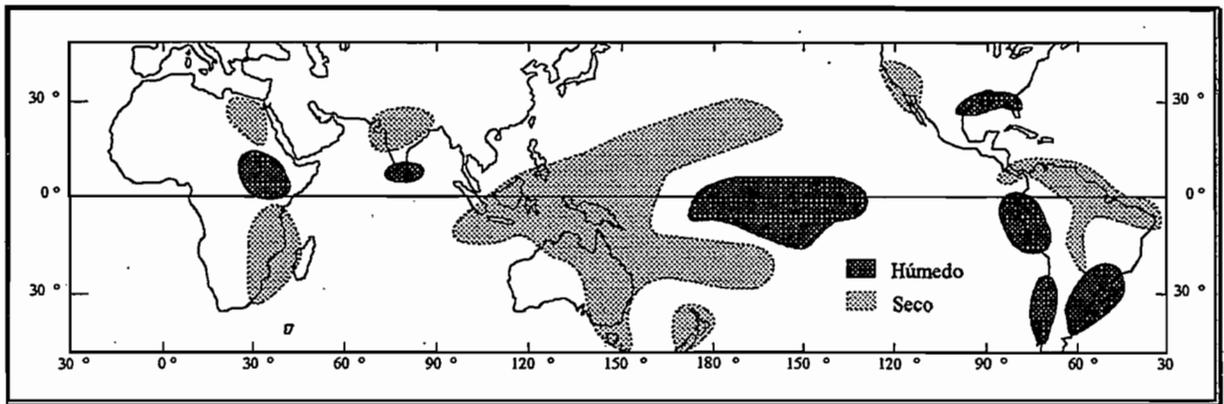


Fig. 2-15: Anomalías climáticas que acompañan generalmente a un evento ENSO según el conjunto de estudios presentados en este párrafo.

2.4 CONCLUSION

El Océano Pacífico es generalmente barrido por los Alisios. Estos vientos que soplan del este al oeste constituyen el ramal horizontal más grande de las células de Walker que cubre el conjunto del océano entre las islas de Pascua y Australia. La oscilación austral corresponde a variaciones de esta circulación atmosférica. Tres corrientes ecuatoriales del norte y sur se desplazan de este a oeste bajo la acción de alisios sobre la mayoría del océano intertropical. Estas son separadas por la contra corriente ecuatorial del norte de débil extensión norte-sur, pero de velocidad de circulación elevada de oeste a este. Estas circulaciones atmosféricas y oceánicas mayoritariamente de este a oeste entre los trópicos, son compensadas en las latitudes templadas por movimientos opuestos. Estas se traducen por un fuerte gradiente térmico en la superficie del océano. Las aguas de Indonesia son más cálidas que a lo largo de las costas de América.

El NIÑO corresponde al recalentamiento regional del Océano Pacífico oriental a lo largo de las costas de América del Sur. El ENSO designa el conjunto del fenómeno que abarca la integridad del Océano Pacífico. No es sino en los años 60 que se ha tomado conciencia que El NIÑO no es un fenómeno local propio de la costa oeste de América del Sur. Está ligado a las variaciones climáticas y oceánicas de escala planetaria. Hoy en día, a pesar de existir algunas divergencias, se posee una buena descripción del fenómeno y se explica bastante bien el encadenamiento de los eventos.

Fuertes alisios acarrear una acumulación de agua caliente en el Pacífico Oeste. El debilitamiento de estos vientos permiten el regreso de estas aguas hacia el continente americano. Este retorno se favorece por las ondas de Kelvin que se desplazan de este a oeste a nivel de la termoclina, ocasionando un hundimiento de ésta en el oeste. Este arribo de aguas cálidas y la modificación de la estructura vertical del océano a lo largo de las costas sudamericanas marca el inicio de un El Niño. El recalentamiento se generaliza seguido del Océano Pacífico tropical central

El origen de este fenómeno permanece todavía misterioso. Varias hipótesis se han dado en cuanto al debilitamiento de los alisios que desencadenaría este fenómeno.

Grandes esperanzas se han puesto en los resultados que deberían proporcionar los nuevos análisis realizados simultáneamente con medidas *in situ*, observaciones por satélite y simulaciones numéricas. Estas investigaciones son de gran interés para numerosos países. El ENSO es la señal climática más fuerte del planeta. Tiene repercusiones sobre una gran parte de las regiones tropicales y en menor grado sobre las templadas.

A fin de determinar de manera precisa la influencia del ENSO sobre los regímenes hidrológicos del Ecuador, determinaremos primero los años en el transcurso de los cuales se ha observado un ENSO.

3. INDICES Y CLASIFICACIONES

INTRODUCCION

El capítulo anterior ha dado una descripción de las perturbaciones atmosféricas y oceánicas observadas en el transcurso de un ENSO o ENOS. Numerosos parámetros se miden en la cuenca del Océano Pacífico y las regiones vecinas (América, Australia, Oceanía, etc.) para cuantificar las variaciones de la oscilación austral. Trataremos de identificar los parámetros que están mejor relacionados con las precipitaciones y con los escurrimientos en el Ecuador. Con este propósito analizaremos las clasificaciones propuestas por diferentes autores, dando una importancia particular a las relaciones del ENSO con ciertos elementos de los climas continentales y más particularmente con los regímenes hidrológicos.

3.1 INDICES NUMERICOS UTILIZADOS PARA CARACTERIZAR EL ENSO

La presión atmosférica, la temperatura superficial del mar, la intensidad y la dirección de los vientos son los parámetros más frecuentemente utilizados para el análisis de la oscilación austral y de sus repercusiones en los climas continentales. A continuación describiremos estos índices e indicaremos el origen de las series que hemos obtenido.

3.1.1 Índices calculados a partir de la presión atmosférica

La oscilación austral está generalmente caracterizada por los índices calculados a partir de diferencias en las presiones atmosféricas del Océano Pacífico (Chen, 1982; Trenberth, 1984; Wright, 1989). Por eso, numerosos autores han agrupado y criticado las series de medidas de presión atmosférica de las diferentes partes del Océano Pacífico. Podemos citar a Ropelewski y Jones (1987) quienes completaron la serie de Tahití para el período 1876-1935 y Allan y al (1991) la de Darwin para el período 1865-1881.

La duración de los registros, tanto como la situación geográfica de los puntos de medidas, han conducido a la selección de un cierto número de sitios. Mencionaremos, solo los más utilizados: Tahití (17°30'S, 150°W) y Rapa (28°S, 144°W), Islas de la Polinesia francesa, y la Isla de Pascua (27°S, 109°W) que representan la región de altas presiones del Pacífico Sudeste; y, Darwin (12°S, 131°E) ciudad del norte de Australia que representa la zona de baja presión en Indonesia (Fig.3-1)

La existencia de varias fuentes de datos ocasionó una divergencia de los resultados. Quinn y Burt (1972) han agrupado estas series con el fin de resolver este problema. Las series de los valores medios mensuales de la presión atmosférica llevados al nivel del mar de estos cuatro puntos de medida son difundidos mensualmente por el CAC (Climate Analyse Center) en Internet.

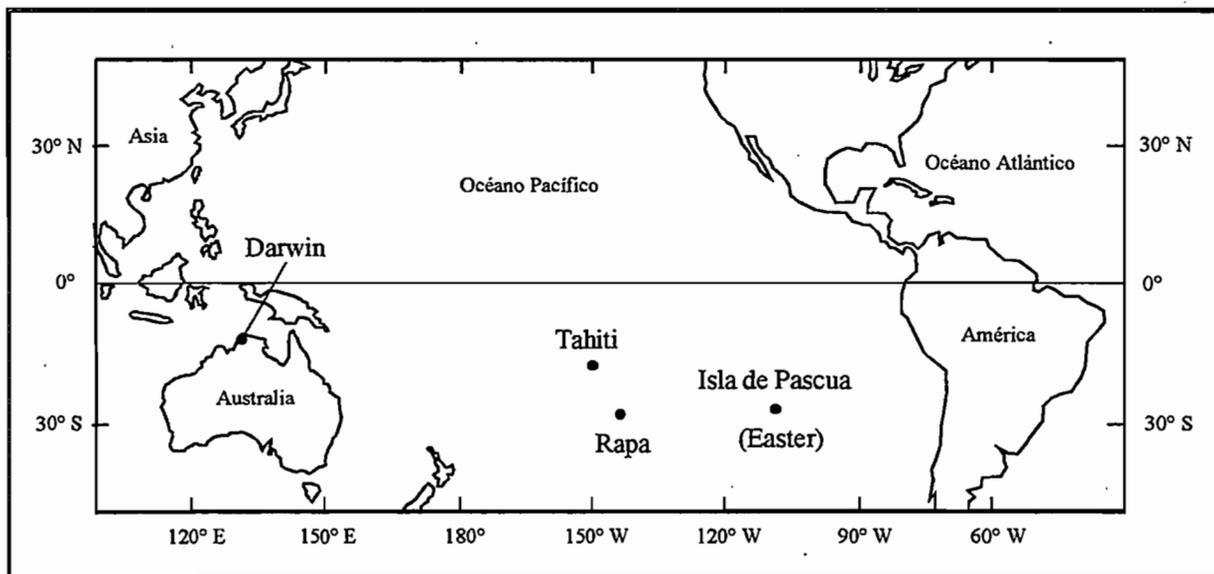


Fig. 3-1: Situación de los principales puntos de medida de presión atmosférica utilizados para el cálculo de índices de la oscilación austral.

A partir de estas series, numerosos índices han sido propuestos para analizar la oscilación austral. Los más simples son las anomalías mensuales, o las diferencias en la media mensual (valores centrados) de la presión atmosférica; a veces son normalizadas dividiéndolas para la desviación estándar mensual (variables centradas reducidas donde la media es nula y la desviación estándar igual a uno). Chen (1982) recomienda la utilización de una combinación de los valores medidos en Tahití y Darwin para un estudio de diagnóstico, y Rapa como Easter para las aplicaciones en la previsión del ENSO.

Trenberth (1984) investigó el **índice óptimo** para representar la varianza de la oscilación austral, quien propone la diferencia entre los valores centrados reducidos de las presiones medidas en Tahití y Darwin (Tahití-Darwin). Esta forma ha sido tomada por el CAC (Centro de Análisis Climático) y actualmente es la más utilizada (Hastenrath, 1990a; Redmond y Hoch, 1991; Simpson y al, 1993b; Moss y al, 1994). Este índice es llamado **SOI** o **IOS** que viene del inglés *Southern Oscillation Index* o índice de la oscilación austral.

El CAC difunde mensualmente por Internet, los valores mensuales brutos, centrados como los centrados reducidos de la presión atmosférica llevada al nivel del mar de Tahití y Darwin, Easter y Rapa así como los índices (Easter + Rapa), (Rapa - Tahití) y del SOI. Estas series están disponibles desde 1882 para Tahití, Darwin y SOI, y solamente desde 1951 para los otros cuatro.

Por otro lado, Wright (1984) propuso un índice estacional (marzo-mayo, junio-agosto, septiembre-noviembre y diciembre-febrero). Este índice es igual, para el período 1935-1984, a la diferencia entre las anomalías de presión observadas en Darwin y en Tahití (Darwin-Tahití), calculada mensualmente y promediada para los tres meses de cada estación. En 1989, estimó los valores de este índice para el período 1851-1934, gracias a un índice anterior (Wright, 1975). También propuso una serie sin lagunas para el período 1851-1984 (Wright, 1989).

La tabla 3-1, presenta una recapitulación de los índices de presión atmosférica, con las coordenadas de los puntos de medida, los períodos disponibles, período de cálculo y el origen de estas informaciones.

Indice	Coordenadas	Período	Intervalo de tiempo	Origen
Darwin	12°S, 131°E	1882 - 1996	Mensual	CAC Internet
Tahití	17°30'S, 150°W	1882 - 1996	Mensual	CAC Internet
Rapa	28°S, 144°W	1951 - 1996	Mensual	CAC Internet
Easter	27°S, 109°W	1951 - 1996	Mensual	CAC Internet
Easter + Rapa	-	1951 - 1996	Mensual	CAC Internet
Rapa - Tahití	-	1951 - 1996	Mensual	CAC Internet
SOI	-	1882 - 1996	Mensual	CAC Internet
Darwin - Tahití	-	1851 - 1984	Trimestral	Wright, 1989

Tabla 3-1: Coordenadas, período disponible, de cálculo y origen de los índices de presión atmosférica.

3.1.2 Índices calculados a partir de la temperatura superficial del mar (TSM)

El capítulo anterior describe un evento ENSO, como un calentamiento de la TSM del Océano Pacífico tropical oeste, que se desplaza hacia el este, acentuando la corriente cálida que se presenta a nivel de las costas de América del Sur. Muchos autores han investigado y analizado las series históricas de la TSM del Pacífico tropical (Namias, 1976; Wright, 1984-1989, etc.)

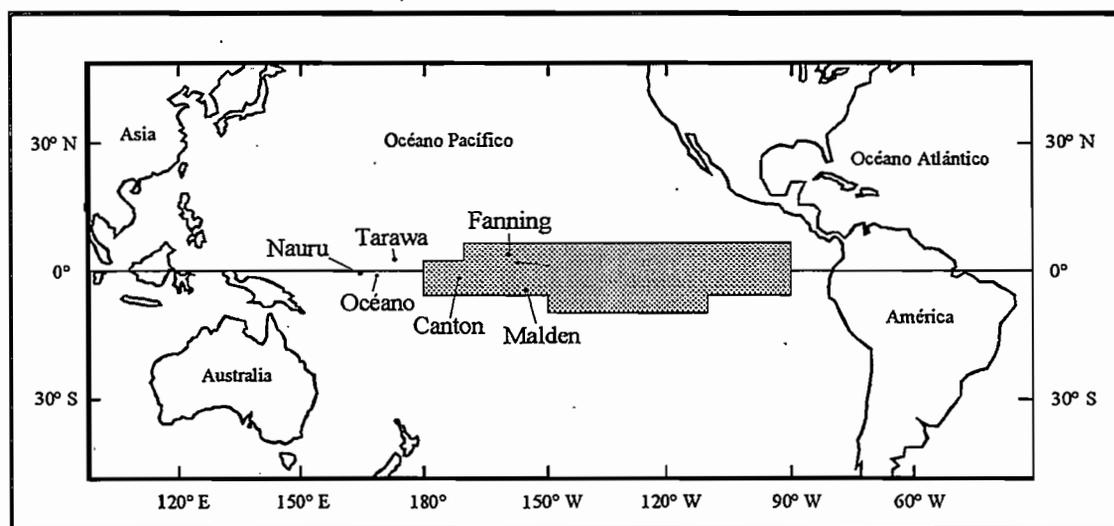


Fig. 3-2: Región del Océano Pacífico ecuatorial y estaciones pluviométricas escogidas por Wright para calcular sus índices de TSM y de precipitación (Wright, 1984).

Wright, (1984) propuso un índice de TSM igual a la media de las anomalías mensuales de TSM de sectores $4 \times 10^\circ$ (lat \times long) para la región centroeste del Océano Pacífico ecuatorial ($6^\circ-2^\circ\text{N}$, $170^\circ-90^\circ\text{W}$; $2^\circ\text{N}-6^\circ\text{S}$, $180^\circ-90^\circ\text{W}$; $6^\circ-10^\circ\text{S}$, $150^\circ-110^\circ\text{W}$, Fig. 3-2). Su serie mensual expresada en grados Celsius está disponible para el período comprendido entre 1893 y 1983 (Wright, 1989).

Cuatro sectores del Océano Pacífico han sido definidos para el análisis del ENSO: los bloques Niño 1 ($5^\circ-10^\circ\text{S}$, $90^\circ-80^\circ\text{W}$), Niño 2 ($0^\circ-5^\circ\text{S}$, $90^\circ-80^\circ\text{W}$), Niño 3 ($5^\circ\text{N}-5^\circ\text{S}$, $150^\circ-90^\circ\text{W}$) y Niño 4 ($5^\circ\text{N}-5^\circ\text{S}$, $160^\circ\text{E}-150^\circ\text{W}$) (Fig. 3-3). La pequeña diferencia entre los bloques Niño 1 y 2 condujo a reagruparlos en un sólo bloque llamado Niño 1+2 ($0^\circ-10^\circ\text{S}$, $90^\circ-80^\circ\text{W}$) (Fig. 3-3). El CAC difunde mensualmente los valores brutos, centrados y centrados reducidos de la media TSM de estos tres sectores del Océano, estando disponibles desde 1970. Estos bloques son al momento los más utilizados para el análisis de la previsión del ENSO. Es debido al bloque Niño 3 que las previsiones realizadas por los modelos acoplados "océano-atmósfera" son los más óptimos.

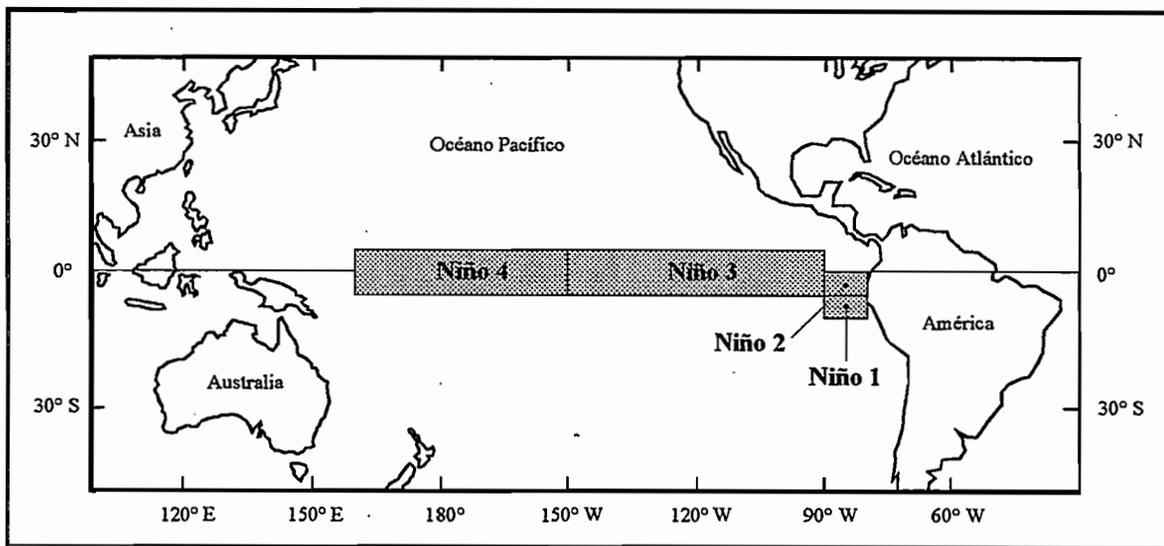


Fig. 3-3: Situación de los bloques Niño 1,2,3 y 4, los bloques 1 y 2 están reagrupados en un sólo bloque llamado Niño 1+2.

Simpson y al (1993a) en su investigación de un índice de TSM para explicar los débitos de ríos de Australia, han utilizado el índice estacional de Wright (1989) y el bloque Niño 3. Ellos justifican la elección del índice de Wright por su disponibilidad desde finales del último siglo y aquel del bloque 3, debido a que con este índice se realizan los ensayos de previsión. La buena correlación lineal entre los valores mensuales de estos dos índices ($R=0,96$ para el período 1976-1986), ha permitido a Simpson y al (1993b) utilizar los valores de la TSM del bloque Niño 3 para actualizar el índice estacional de Wright.

Las grandes vías de navegación marítima del Océano Pacífico han sido zonas privilegiadas de medidas de TSM. Rasmusson y Carpenter (1983) analizaron la variabilidad estacional de la TSM de seis de estas vías (Fig. 3-4) y determinaron las secciones de 8° de latitud de variabilidad máxima. El CAC publica para los períodos 1921-1938 y 1949-1996, los valores brutos, centrados y centrados reducidos de la TSM media mensual de las líneas 1 y 6. Estas vías están situadas a lo largo de las costas del Continente Americano (Ship Track 1) y en la región del Pacífico central (170°W) situada entre Hawai y las Islas Fijí (Ship Track 6).

Desde finales de los 80, los esfuerzos de compilación de datos en todos los Océanos condujeron a la creación de una base de datos llamada "COADS" (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set), que reagrupa las observaciones realizadas en la superficie de todos los Océanos. Estos datos han sido publicados en varias ocasiones por diferentes autores (Woodruff y al, 1987; Oort y al, 1987; etc.) Se dispone de la versión publicada conjuntamente por la NOAA y la ORSTOM en CD-ROM (CEOS, 1994), así como una versión homogenizada de Da Silva y al (1995) para el período 1945 a 1989.

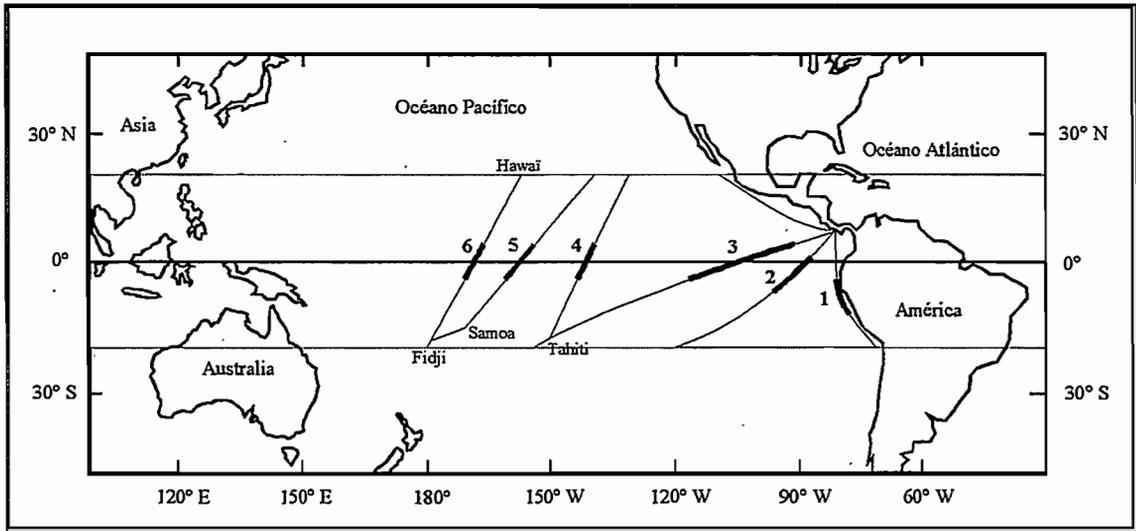


Fig. 3-4: Grandes líneas de navegación marítima (Ship Track) utilizadas para la medida de la TSM del Océano Pacífico. Las líneas remarcadas corresponden a las 8° de latitud de variabilidad estacional máxima (Rasmusson y Carpenter, 1982).

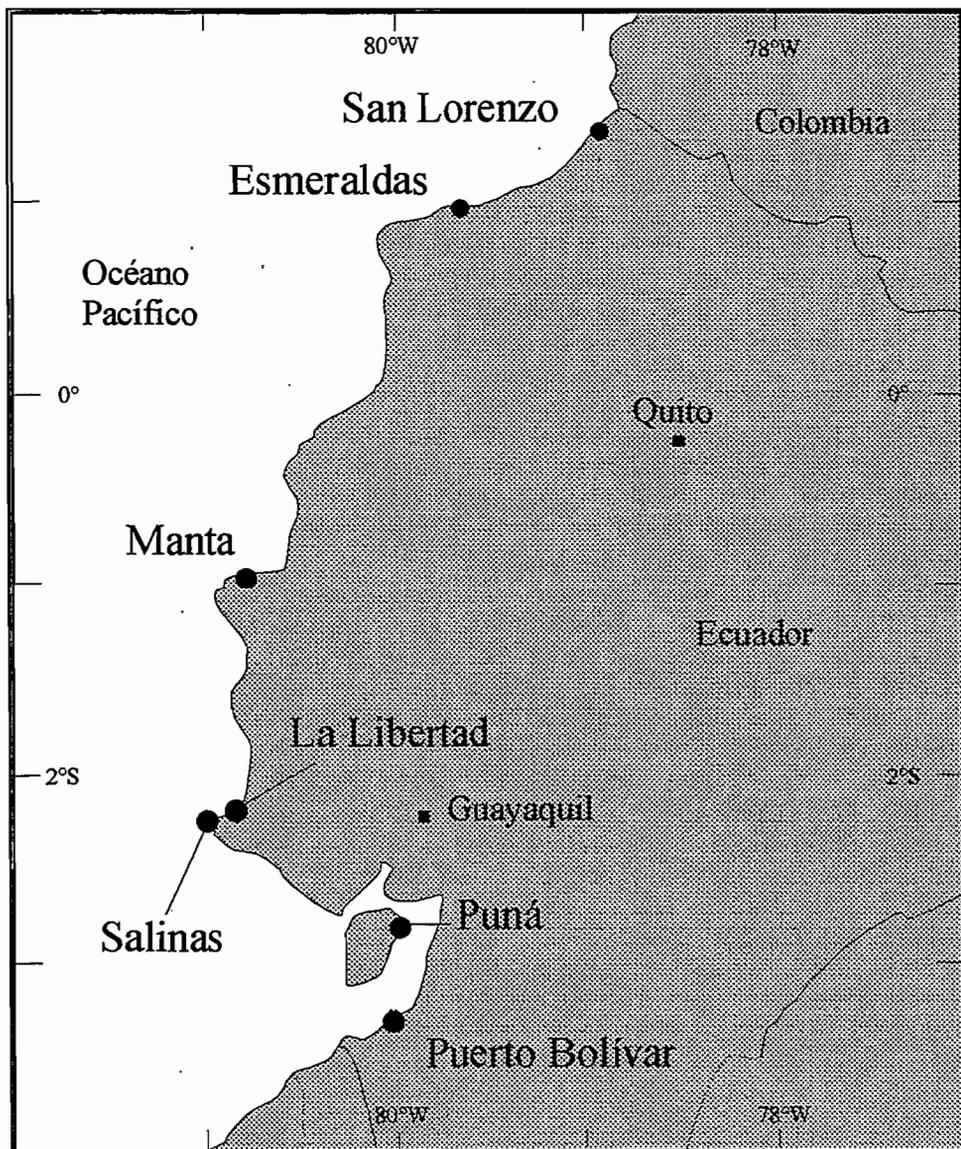


Fig. 3-5: Situación geográfica de los puntos de medida de la TSM en Ecuador.

A nivel regional, hemos obtenido del Instituto Oceanográfico de la Armada Ecuatoriana (INOCAR) los valores mensuales de la TSM medida en siete puertos de la Costa del Ecuador. Estos puertos son, de norte a sur: San Lorenzo, Esmeraldas, Manta, La Libertad, Salinas, Puna y Puerto Bolívar (Fig. 3-5). Estos registros de TSM locales son interesantes, pues representan una información local puntual. Pero, se debe asegurar que esas variaciones sean de origen oceánico y no debido a los escurrimientos continentales, principalmente para los puertos que están situados en los estuarios (San Lorenzo, Esmeraldas, Puna y Puerto Bolívar). Los registros realizados en Salinas desde 1974 fueron interrumpidos en 1992, luego de la instalación de la estación de La Libertad en 1988, ubicada a menos de 10 Km. La buena correlación entre las partes concomitantes de las series de estos dos puertos ($R=0,99$) permite aplicar la serie de La Libertad en el período 1974-1996 y no considerar solamente una serie para esta parte de la Costa.

La tabla 3-2 presenta una recapitulación de los índices de TSM, con las coordenadas de los puntos de medida, períodos disponibles, períodos de cálculo y el origen de estas informaciones.

Indice	Región de medida	Período	Intervalo de tiempo	Origen
Wright	Ver Figura 3-2	1893 - 1983	Mensual	Wright 1989
Niño 1+2	0-10°S, 90-80°W	1970 - 1996	Mensual	CAC Internet
Niño 3	5°N-5°S, 150-90°W	1970 - 1996	Mensual	CAC Internet
Niño 4	5°N-5°S, 150°W-160°E	1970 - 1996	Mensual	CAC Internet
Ship 1	Costa oeste de América	1921 - 1938 1949 - 1996	Mensual	CAC Internet
Ship 6	Hawai - Fiji	1921 - 1938 1949 - 1996	Mensual	CAC Internet
CEOS	Bloques de 1° x 1°	1945 - 1989	Mensual	CEOS 1994
Da Silva	Bloques de 1° x 1°	1945 - 1989	Mensual	Da Silva 1995
INOCAR	5 puertos ecuatorianos	1975 - 1996	Mensual	INOCAR

Tabla 3-2: Indica la región de medida, períodos disponibles, de cálculo y origen de los índices de TSM.

3.1.3 Índices calculados a partir de los componentes meridionales y zonales de los vientos

Como se observó en el primer capítulo, la aparición de un evento ENSO está directamente ligado a los vientos alisios que soplan, generalmente de este a oeste en el Pacífico ecuatorial. El CAC publica, en el repertorio "índices" de su servidor en Internet, tres índices de los alisios a 850 mb o hPa: wpac850 y epac850 que corresponden respectivamente al Pacífico ecuatorial oeste (5°N-5°S, 135°E-180°W), centro (5°N-5°S, 175°-140°W), y este (5°N-5°S, 135°-120°W). El CAC propone igualmente un índice de viento zonal del Pacífico ecuatorial centroeste (Ecuador, 165°-110°W) a 200 mb, zwnd200. Los índices de vientos meridionales están disponibles desde 1975 y el de viento zonal desde 1968.

Por otro lado, las anomalías de la intensidad de viento, se encuentran entre los datos COADS del CEOS (1994) y de Da Silva y al (1995), inclusive si estas anomalías están relacionadas de manera no lineal a la intensidad del viento, son proporcionales (para más detalles ver Anexo). Estos índices están disponibles para el conjunto de los Océanos del planeta con una cuadrícula de un grado cuadrado, para el período comprendido entre 1945 y 1989.

La Tabla 3-3 presenta una recapitulación de los índices de viento, con las coordenadas de las regiones de medida, períodos disponibles, períodos de cálculo y el origen de estas informaciones

Indice	Región de medida	Período	Intervalo de tiempo	Origen
wpac850	5N-5S, 135E-180W	1975 - 1996	Mensual	CAC Internet
cpac850	5N-5S, 175-140W	1975 - 1996	Mensual	CAC Internet
epac850	5N-5S, 135-120W	1975 - 1996	Mensual	CAC Internet
zwnd200	0°, 165-110°W	1968 - 1996	Mensual	CAC Internet
CEOS	Blocs de 1° x 1°	1945 - 1989	Mensual	CEOS, 1994
Da Silva	Blocs de 1° x 1°	1945 - 1989	Mensual	Da Silva y al, 1995

Tabla 3-3: Región de medida, período disponible, de cálculo y origen de las series de los índices de vientos

3.1.4 Índices calculados a partir de las precipitaciones

Según Wright (1977), la región del Pacífico donde la pluviometría tiene una relación más fuerte con la oscilación austral, se encuentra cerca del Ecuador en el sector 160°E-150°W. Él consideró que la media de las precipitaciones de las estaciones de esta región puede ser utilizada como un índice de la oscilación austral (Wright, 1984), por lo que propuso un índice calculado a partir de las series mensuales de las estaciones de siete islas del Pacífico ecuatorial (Fanning, Christmas, Malden, Canton, Tarawa, Ocean y Nauru, Fig. 3-2). Para cada mes de cada estación, determinó la media de las raíces cúbicas de los totales mensuales, expresándose luego estas raíces cúbicas en porcentajes de las medias correspondientes para cada mes. El índice pluviométrico, igual a la media de estos valores, no hubiese sido calculado si no tenía un mínimo de dos valores para un mes dado. Wright (1989) homogeneizó estos datos en el período 1893-1983.

3.2 CLASIFICACIONES PROPUESTAS POR DIFERENTES AUTORES

Pensamos encontrar en la literatura una o dos clasificaciones de los años en numerosas clases reconocidas y utilizadas por el conjunto de autores. Ciertos autores han considerado dos clases (ENSO y no-ENSO), otros han considerado a tres (ENSO, normal y anti-ENSO). Como, justamente Shooner y Nicholson (1989) lo han notado, pero existe cierto desacuerdo entre los autores. La lectura de un artículo nuevo aporta a menudo una nueva clasificación.

Hemos, entonces, analizado un cierto número de clasificaciones y los criterios utilizados son a menudo justificados por el contexto. Presentamos primero las clasificaciones establecidas a partir de criterios globales que conciernen a los eventos ENSO y anti-ENSO. Pues estas, definidas con los parámetros regionales del Pacífico Este, permiten identificar los El Niño.

Hemos creado dos clasificaciones que hemos llamado *tendencia general*, una para los ENSO y otra para los El Niño (columnas 11 y 21 de la tabla 3-5). Estas *tendencias generales* reflejan la tendencia que tienen los autores a clasificar un año determinado, han sido construidas para servir de punto de comparación luego del análisis de las diferentes clasificaciones. Hemos sintetizado en la Tabla 3-5 el conjunto de estas clasificaciones para el período de 120 años comprendido entre 1874 y 1993.

Número de columnas de la tabla 3-5	Referencia bibliográfica de donde se extrajo la clasificación
1	Aceituno, del Rio y Rutllant, 1990
2	Aceituno y Garreaud, 1995
3	van Loon y Madden, 1981
4	Kiladis y van Loon, 1988
5	Rutllant y Fuenzalida, 1991
6	Ropelewski y Jones, 1987
7	Fu, Diaz y Fletcher, 1986
8	Simpson, Cane, Zebiak y Herczeg, 1993
9	Quinn, 1993
10	<i>Tendencia general para los ENSO</i>
11	Quinn, Zopf, Short y Kuo Yang, 1978
12	Kousky, Kagano y Cavalcanti, 1984
13	Morliere y Rebert, 1986
14	Quinn, Neal y Antunez de Mayolo, 1987
15	Tapley y Waylen, 1990
16	Quinn, 1993
17	Waylen y Caviedes, 1986a
18	Waylen, Quesada y Caviedes, 1994
19	Francou y Pizarro, 1985
20	Rasmusson y Carpenter, 1983
21	<i>Tendencia general para los Niño</i>

Tabla 3-4: Correspondencia entre los números de las columnas de la tabla 3-5 y los artículos de los cuales son extraídas las clasificaciones.

Autor	ENSO										Niño											
	*1	*2	*3	*4	*5	*6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	*1	*18	19	20	21	
1888																						
1889																						
1890																						
1891																						
1892																						
1893																						
1894																						
1895																						
1896																						
1897																						
1898																						
1899																						
1900																						
1901																						
1902																						
1903																						
1904																						
1905																						
1906																						
1907																						
1908																						
1909																						
1910																						
1911																						
1912																						
1913																						
1914																						
1915																						
1916																						
1917																						
1918																						
1919																						

Tabla 3-5: Clasificaciones propuestas por diferentes autores. Los números de las columnas (de 1 a 21) corresponden a los autores (tabla 3-4). Los períodos en gris oscuro corresponden a los eventos ENSO (Niño), aquellas en gris claro, a eventos anti-ENSO (anti-Niño), aquellas en blanco, a los años normales o no-ENSO (no-Niño). Las columnas marcadas con asterisco (*) corresponden a los autores que han considerado los tres tipos de situación: ENSO, normal y anti-ENSO. Las cifras de 1 a 6 corresponden a las diferencias de intensidad de los ENSO (Niño).

Autor	ENSO										Niño										
	*1	*2	*3	*4	*5	*6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	*1	*18	19	20	21
1920																					
1921																					
1922																					
1923																					
1924																					
1925																					
1926																					
1927																					
1928																					
1929																					
1930																					
1931																					
1932																					
1933																					
1934																					
1935																					
1936																					
1937																					
1938																					
1939																					
1940																					
1941																					
1942																					
1943																					
1944																					
1945																					
1946																					
1947																					
1948																					
1949																					
1950																					
1951																					
1952																					
1953																					
1954																					
1955																					

Tabla 3-5 (sigue): Clasificación de la literatura.

Autor	ENSO										Niño										
	*1	*2	*3	*4	*5	*6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	*1	*18	19	20	21
1956																					
1957																					
1958																					
1959																					
1960																					
1961																					
1962																					
1963																					
1964																					
1965																					
1966																					
1967																					
1968																					
1969																					
1970																					
1971																					
1972																					
1973																					
1974																					
1975																					
1976																					
1977																					
1978																					
1979																					
1980																					
1981																					
1982																					
1983																					
1984																					
1985																					
1986																					
1987																					
1988																					
1989																					

Tabla 3-5 (sigue): Clasificación de la literatura.

3.2.1 Clasificaciones propuestas por Aceituno y al (1990 y 1995)

Aceituno y al (1990) analizaron las relaciones entre las anomalías de las precipitaciones del centro de Chile y la TSM del Océano Pacífico central, constatando que la relación entre el índice de la TSM definido por Wright (1989) y la lluvia de Santiago de Chile no fue verificado con el tiempo. Dividieron el período 1874-1987 en tres períodos de 38 años (1874-1911, 1912-1949 y 1950-1987), para identificar los eventos ENSO y anti-ENSO seleccionando los seis episodios (abril-septiembre) más cálidos y más fríos de cada uno de los períodos divididos años. Esta clasificación (tabla 3-5, col 1) se diferencia de la *tendencia general* por un número de eventos más reducidos, y para el año 1946 que ellos lo clasifican como episodio frío, otros dos autores lo consideran como un ENSO y otros ocho, como un año normal.

En sus análisis sobre la relación entre la oscilación austral y los escurrimientos en los Andes, Aceituno y Garreaud (1995) utilizaron el índice de TSM de Wright (1989) disponible hasta 1986, que lo actualizaron hasta 1989 con la ayuda de las anomalías de TSM del bloque Niño 3. En razón de la diversidad de los regímenes hidrológicos andinos, dividieron el año en dos; seleccionaron los períodos, de mayo a septiembre (invierno austral) o de noviembre a marzo (verano austral) durante los cuales, la TSM media se sitúa en un 20% superior o inferior.

La clasificación así obtenida (tabla 3-5, col 2) para el período 1936-1989 comprende más eventos que la precedente y se aproxima a la *tendencia general*. Notaremos que con este criterio de selección, los años 1953 y 1976 no han sido clasificados como eventos cálidos.

3.2.2 Clasificación propuesta por Van Loon y Madden (1981), usada por Rogers (1987-88)

Van Loon y Maden (1981) analizaron las relaciones planetarias entre la oscilación austral, la presión atmosférica a nivel del mar y la temperatura del aire durante el invierno boreal, por esto, se interesaron en los extremos de la oscilación austral que llamaron *Baja/Húmeda* (Low/Wet, ENSO) y *Alta/Seca* (High/Dry, anti-ENSO). *Baja* y *Alta*, hacen referencia a la presión atmosférica sobre el Océano Pacífico tropical central y este, y *Húmeda* y *Seca* a las precipitaciones en el Océano Pacífico ecuatorial. Consideraron un año como ENSO si se observa en el Océano Índico un máximo de precipitaciones y un mínimo de presión en el Océano Pacífico tropical, e inversamente para los años anti-ENSO. En los eventos ENSO, la clasificación (tabla 3-5, col 3) se diferencia de la *tendencia general* principalmente para los años 1923 y 1951 que no los consideran como ENSO. En los anti-ENSO, no clasificaron a los años 1908 y 1931 y son los únicos en mencionar los inviernos boreales de 1923, 1945 y 1962.

Rogers estudió la variabilidad espacial de la capa nubosa (1987) y de las precipitaciones estacionales (1988) del Caribe y de América tropical, asociada a la oscilación austral. Analiza la diferencia entre las medias anuales de los años ENSO y anti-ENSO; para formar estas dos muestras de datos, utilizó la clasificación de Van Loon y Madden (1981) en su forma original.

3.2.3 Clasificación propuesta por Kiladis y Van Loon (1988) y utilizada por Rutllant y Fuenzalida (1991)

Para el análisis de las anomalías meteorológicas en el Pacífico y la India asociadas a los extremos de la oscilación austral, Kiladis y Van Loon (1988) trazaron diferentes mapas de anomalías de: precipitaciones, temperaturas y de presiones para diferentes etapas de las fases extremas de la oscilación austral. Para la elección de los eventos, se basaron en un índice estacional (de tres meses) de TSM del Océano Pacífico ecuatorial este (4° N-4° S; 160°-80° W), calculado a partir de datos COADS y del SOI. Consideraron que se está en presencia de un evento ENSO si la anomalía de TSM es positiva al menos durante tres estaciones consecutivas y con un mínimo de 0,5° C, al menos durante una estación, y si el SOI es negativo e inferior a -1,0 durante las mismas estaciones. Los eventos anti-ENSO corresponden a las condiciones opuestas.

Ellos pudieron, gracias a esta definición, establecer una clasificación para el período 1882 a 1982, que la ampliaron en 1877 con el aumento de los eventos de 1877 y 1880 reconocidos como eventos importantes por Quinn y al (1978). Esta clasificación (tabla 3-5, col 4) se diferencia de la *tendencia general*, debido a que se tomó en cuenta los años 1906, 1920 y 1931 para los eventos fríos, 1932 para un ENSO y, por la omisión del período 1940-1941 que es considerado por Quinn (1993) y por casi todos los otros autores como un ENSO excepcional. Podemos, igualmente enfatizar que para los eventos ENSO, que se extienden en dos años en las otras clasificaciones, estos autores consideran solamente un año que puede ser, sea el primero, o el segundo, sin que no hayan precisado su criterio de selección.

Rutlland y Fuenzalida (1991) en el estudio de los aspectos sinópticos de la variabilidad de las precipitaciones de Chile central, proponen una representación gráfica de las anomalías anuales de pluviometría en Santiago de Chile en la cual clasificaron los años ENSO y anti-ENSO; para esto se basaron en la clasificación de Kiladis y Van Loon (1988), que completaron con los trabajos de Quinn y Neal (1983) y de Van Loon y Shea (1985) para el ENSO de 1968. El artículo de Quinn y Neal al cual hacen referencia, no contiene clasificación, pero hacen referencia a aquella de Quinn y al (1978). La comparación de los años que ellos finalmente retuvieron (tabla 3-5, col 5) con las clasificaciones de Kiladis y Van Loon (1988) y de Quinn y al (1978), nos permiten hacer las tres siguientes observaciones.

- * Todos los años señalados por Kiladis y Van Loon (1988) han sido clasificados.
- * Los años 1900, 1905, 1912, 1914, 1919, 1926, 1941 y 1958 señalados por Quinn y al (1978) fueron añadidos.
- * El año 1977 fue clasificado, pero éste no fue señalado por Kiladis y Van Loon (1988) ni por Quinn y al (1978).

3.2.4 Clasificación propuesta por Ropelewski y Jones (1987), y utilizado por Ropelewski y Halpert (1988) y Mechoso e Iribarren (1992)

Con la publicación de los valores mensuales de la presión atmosférica medida en Tahití para el período 1876 a 1935, Ropelewski y Jones (1987) propusieron un esquema racional para identificar las fases extremas positivas y negativas de la oscilación austral. Para esto, utilizaron la media móvil del valor centrado reducido del SOI en cinco meses, publicado por el CAC. Establecieron una lista de los años de índice débil (ENSO) durante los cuales esta media móvil es inferior al cuartil inferior (25% inferior) en un período mínimo de cinco meses e inversamente para los años de índice fuerte (anti-ENSO). Esta clasificación (tabla 3-5, col 6) se diferencia de la *tendencia general* principalmente por la ausencia de los años 1891 y 1930 como ENSO y de 1898 y 1942 como anti-ENSO, y por tomar en cuenta a 1946 como ENSO.

Para el análisis de las relaciones entre las fases de índices positivos de la oscilación austral y los grandes sistemas de precipitaciones, Ropelewski y Halpert (1989) utilizaron la clasificación propuesta por Ropelewski y Jones (1987) para seleccionar los años anti-ENSO; esta lista de eventos anti-ENSO ha sido retomada por Mechoso e Iribarren (1992) para el análisis de las relaciones entre los débitos de dos cursos de agua del Sudeste de América del Sur (Río Negro y Uruguay) con la oscilación austral.

3.2.5 Clasificación propuesta por Fu y al (1986) y utilizada por Schooner y Nicholson (1989)

Fu y al (1986) analizaron la evolución de la TSM del Pacífico central asociada a las fases negativas de la oscilación austral. Para esto, establecieron un catálogo de los eventos ENSO a partir del SOI y de la TSM del Pacífico ecuatorial central y este (0°-10°S, 160°-80°W) para el período comprendido entre 1930 y 1982; ellos no precisan cuales fueron sus criterios de selección. Esta clasificación (tabla 3-5, col 7) se diferencia de la *tendencia general* principalmente por tomar en cuenta a 1946.

Schooner y Nicholson (1989), en su regionalización del impacto del ENSO en las precipitaciones en California, trazaron mapas de anomalías de los totales pluviométricos anuales para los once ENSO del período 1951-1982 calculados desde el 1 de Julio al 30 de Junio. Para la elección de los años ENSO, consideraron como tales los años clasificados por Fu y al (1986), a los que añadieron los años 1968 y 1977 retenidos por Yarnal (1985).

3.2.6 Clasificación propuesta por Simpson y al (1993a)

Simpson y al (1993a) analizaron la relación existente entre los caudales del principal río del Sudeste Australiano (Murray) y el ENSO. Para identificar los eventos ENSO, se basaron en el índice de presión atmosférica definido por Ropelewski y Jones (1987) y en el índice de TSM del Pacífico ecuatorial definido por Wright (1989); no precisan cuales fueron sus criterios de selección, pero indican que todos los años clasificados (de junio a mayo) presentan una anomalía anual superior a 0,5°C del índice de Wright, con excepción de dos. Apoyándose en el análisis de Quinn y al (1987), clasifican al año 1943 como ENSO, pero los valores de los índices de presión y de TSM no justifican su selección. Su clasificación (tabla 3-5, col 8) es idéntica a aquella de Simpson y al (1993b) obtenida a partir de la clasificación de Quinn y al (1987). Estas se diferencian de la *tendencia general* por la ausencia de los años 1891, 1953 y 1963 y por tomar en cuenta, solamente un año para los eventos de más larga duración (1899-1900, 1904-1905, 1913-1914, 1918-1919, 1939-1941, 1982-1983).

3.2.7 Clasificaciones propuestas por Quinn y al (1978, 1987 y 1993)

Sin duda, Quinn es el autor que más ha trabajado en la identificación de eventos ENSO y El Niño. Logró establecer clasificaciones iniciadas en el siglo XVI. El, precisa que la clasificación de los eventos es muy subjetiva, puesto que no existen dos eventos idénticos si se considera los múltiples criterios tales como: la fecha de inicio, la duración, la zona de extensión, la desviación de temperatura, el nivel de los daños provocados, etc.; por estas razones, identifica los El Niño y ENSO, gracias a numerosos criterios. Los eventos han sido catalogados en función de la importancia de los diferentes criterios de las anomalías y del período del año en el transcurso del cual éstas se presentan. Afirman que **los "verdaderos" El Niño tienen lugar durante la primera mitad del año cuando están en fase con el ciclo estacional**. También, han definido un nivel de confianza, indicado en la tabla 3-5; este nivel está estimado en función de la cantidad y de la calidad de la información disponible para cada evento, cuando la información es completa, el mínimo corresponde a la clase 1, y el máximo a la clase 5.

3.2.7.1 Clasificación propuesta por Quinn y al (1978), y utilizado por Rasmusson y Carpenter (1983), Kousky y al (1984), Morlière y Rèbert (1986) y Elliot y Angell (1988)

En 1978, Quinn y su equipo de la Universidad de Oregón propusieron una clasificación de los eventos regionales El Niño, identificados por el análisis de los siguientes nueve parámetros:

1. Las alteraciones de las pesca de anchoas y de la vida de las aves marinas del litoral peruano.
2. Informes históricos sobre los eventos que afectaron las costas del Perú y del sur del Ecuador.
3. Datos hidrológicos de la región costera del Perú.
4. Los valores de TSM del Océano a lo largo de las costas del Perú y del sur del Ecuador.
5. Precipitaciones en las regiones costeras del Perú y del sur del Ecuador.
6. La amplitud de las variaciones del índice de la oscilación austral.
7. Otros índices de presión cuando el SOI no es calculable.
8. La TSM del conjunto del Océano Pacífico ecuatorial.
9. Las precipitaciones sobre las islas del Océano Pacífico ecuatorial central y este.

Los eventos El Niño han sido catalogados como fuertes (4), medianos (3), débil (2) y muy débil (1). Quinn y al (1978) precisan que ellos conservaron las dos categorías débiles, por la diferencia entre ellas y que las más fuertes no dependen solamente de una diferencia en la amplitud máxima de las anomalías de los índices, sino también en la **sincronización o no con el ciclo estacional**. Si la anomalía está en fase con el calentamiento estacional (verano austral) un evento mediano o fuerte, seguramente se hará presente; al contrario, si ese no es el caso, sólo un evento débil o muy débil puede ser considerado.

El análisis realizado por Quinn y al (1978) muestra que los eventos que ellos consideraron como medianos o fuertes son reconocidos como tales por la mayoría de los autores, los débiles no lo son siempre y los muy débiles, generalmente no son reconocidos como los El Niño.

La comparación de esta clasificación (tabla 3-5, col 11) con la *tendencia general* de los Niño (tabla 3-5, col 21) resultó algo aproximada a la misma conclusión. Anotaremos, sin embargo que el año 1929 es considerado por Quinn como un evento de mediana intensidad, mientras que para los otros autores este año no es clasificado, así como el mismo Quinn, en sus clasificaciones más recientes de 1987 y 1993 y la omisión de 1907, que él integrará más tarde (Quinn y al, 1987).

Rasmusson y Carpenter (1983) estudiaron la relación entre la TSM del Pacífico ecuatorial este y las precipitaciones en la India y en Sri Lanka; ellos utilizaron la clasificación de Quinn y al (1978) para seleccionar los años ENSO de los períodos 1875-1920 y 1939-1947. Consideraron solamente los eventos medianos y fuertes, y para los eventos que se extienden en dos años consideraron solamente el primer año, partiendo del principio de que el segundo año corresponde al típico calentamiento, secundario del evento standar propuesto por Rasmusson y Carpenter (1982). Existe concordancia entre la regla de selección fijada por los autores y los años que efectivamente son clasificados. (tabla 3-5, col 20).

Kousky y al (1984) analizaron las anomalías pluviométricas globales ligadas a la oscilación austral para el período comprendido entre 1912 a 1960. Para esto, seleccionaron los años ENSO, basándose en la clasificación de Quinn y al (1978). Si comparamos los eventos, efectivamente clasificados con la referencia (tabla 3-5, cols 12 y 11), constatamos que estos autores clasificaron todos los eventos medianos y fuertes, pero separaron dos de los siete El Niño débiles y no consideraron los muy débiles. Estas elecciones, para los eventos débiles de 1917 y 1940, fueron justificadas por los autores.

Morlière y Rébert (1986) en su análisis de las relaciones entre los déficits pluviométricos en Nueva Caledonia y el ENSO, manifiestan que obtuvieron su lista de los El Niño a partir de la clasificación de Quinn y al (1978) considerando solamente los eventos medianos y fuertes para el período anterior a 1950, en la cual añadieron el año 1982. La comparación de los eventos efectivamente retenidos con la clasificación de Quinn y al (1978) (tabla 3-5, col 15 y 13), nos conduce a señalar que el evento de intensidad débil de 1932 fue tomado en cuenta y que aquel de mediana intensidad de 1939 fue omitido, sin que los autores hayan justificado estas dos "separaciones" en la regla que ellos establecieron. Solamente el primer año de los eventos que se extienden en dos años fue considerado, pero esta elección no es explicada, sin embargo es unida a aquella hecha por Rasmusson y Carpenter (1983). Inclusive, como no se precisa, podemos suponer que consideraron solamente el año 1993 para el ENSO de 1929-1930 como una corrección a la clasificación de Quinn y al (1978); esta corrección fue publicada por Quinn en 1987, (Quinn y al 1987).

Para mostrar la evolución de las relaciones entre la oscilación austral y numerosos parámetros climatológicos planetarios, Elliot y Anhell (1988) hacen referencia a los eventos medianos (3) y fuertes (4) de Quinn y al (1978) para el período comprendido entre 1883 y 1987. La lista que utilizaron corresponde exactamente a los eventos de intensidad tres y cuatro de la clasificación de Quinn y al, a la cual añadieron los años 1982 y 1983.

3.2.7.2 Clasificación propuesta por Quinn y al (1987) y utilizada por Tapley y Waylen (1990) y Simpson y al (1993b)

Para el establecimiento de esta segunda clasificación Quinn y al (1987) utilizaron los parámetros de la publicación de 1978 de las regiones costeras del norte del Perú completados por otros, como: el tiempo de trayecto de los barcos mercantiles, informes marinos sobre las condiciones del mar, las anomalías de temperatura del aire en las ciudades del norte del Perú, etc. Distribuyeron los eventos en seis clases de intensidad: mediana débil (1, W/M), mediana (2, M), mediana fuerte (3, M+), fuerte (4, S), más fuerte (5, S+) y muy fuerte (6, VS). La clasificación que proponen (tabla 3-5, col 14) se diferencia de aquella de 1978 (tabla 3-5, col 11) por las diferencias de intensidad y, algunos eventos de intensidad mediana o menor han sido añadidos o suprimidos; ésta se diferencia de la tendencia general principalmente por la omisión de 1969.

Tapley y Waylen (1990) estudiaron la variabilidad espacial de las precipitaciones anuales en relación con los eventos ENSO en el oeste del Perú. Con el objetivo de ajustar una ley estadística standar a los totales pluviométricos anuales. Dividieron en dos su muestra de datos: los años ENSO y los años no-ENSO; realizaron esta división basándose en el catálogo de los eventos ENSO propuesto por Quinn y al (1987). La clasificación efectivamente determinada se diferencia de la clasificación de referencia (tabla 3-5, col 15 y 14) por la omisión de 1905 y por tomar en cuenta los años 1966 y 1977.

Murray y Darling, en su análisis de la relación entre los caudales de dos cursos de agua del Sudeste de Australia y, las previsiones de la TSM del bloque Niño 3, Simpson y al (1993b) afirman que consideraron los años El Niño clasificados de mediano a fuerte por Quinn y al (1987). Los eventos efectivamente retenidos (tabla 3-5, col 8) son muy diferentes de aquellos de la clasificación de referencia (tabla 3-5, col 14). La clasificación que utilizaron es idéntica a aquella que Simpson y al (1993a) habían obtenido a partir del índice de presión atmosférica y de TSM (ver § 3.3.6).

3.2.7.3 Clasificaciones propuestas por Quinn y al (1993)

Los trabajos realizados en el transcurso de los años 80 sobre el ENSO, mostraron que El Niño es una de las consecuencias regionales del fenómeno global que es el ENSO. Quinn en sus trabajos anteriores (Quinn y al, 1978 y 1987) se había interesado en El Niño regional; investigó los registros en las variaciones climáticas de otras partes del mundo. También, reunió numerosos datos sobre la sequía, escurrimientos, epidemias, hambrunas y otros fenómenos que podrían estar ligadas a la oscilación austral de la región oeste del Pacífico, Océano Índico y del este africano.

También estableció dos clasificaciones: la primera que concierne a los ENSO considerados como la perturbación general del Océano Pacífico y de la atmósfera que originan numerosos cambios climáticos regionales comprendidos en las regiones tropicales entre el este de África y América; la segunda, la de los El Niño que es el cambio climático regional que se limita al oeste del Ecuador, al Noroeste del Perú y en sus aguas oceánicas costeras. Los eventos han sido repartidos en seis clases de intensidad: mediana débil (1, M-), mediana (2, M), mediana fuerte (3, M+), fuerte (4, S), más fuerte (5, S+) y muy fuerte (6, VS). Estas dos clasificaciones están disponibles en el período comprendido entre 1525 y 1992, aquí presentamos solamente el período comprendido entre 1874 y 1992 (tabla 3-5, col 9 y 16).

Una comparación entre estas dos clasificaciones nos permite realizar ciertas observaciones. Para el siglo veinte, para el cual la información es completa, los El Niño son de una manera general más cortos que los ENSO, y la intensidad del fenómeno regional puede ser más o menos fuerte que aquella del fenómeno global. Todos los El Niño corresponden a un ENSO, y todos los ENSO a un El Niño, salvo aquel de 1979-80. La clasificación de los ENSO se diferencia de la *tendencia general*, principalmente tomando en cuenta 1907, 1932, 1943-44, 1979-80 y la omisión de 1963, aquella de los El Niño está próxima a la *tendencia general*.

3.2.8 Clasificación propuesta por Waylen y Caviedes (1986 a)

En sus estudios de las relaciones entre las inundaciones del Noroeste del Perú y El Niño, Waylen y Caviedes (1986 a) no desearon utilizar las variables hidrológicas como criterio de selección de los eventos El Niño. Este punto es muy importante si se desea estudiar la influencia de El Niño sobre los regímenes hidro-pluviométricos. Sería efectivamente anormal utilizar los escurrimientos de un curso de agua para seleccionar los El Niño, para constatar enseguida que los años de excedentes escurrimientos son los años Niño.

Ellos seleccionaron, entonces, los años El Niño, normal y anti-normal a partir de los estudios de Schweigger (1959), Quinn y Burt (1970), Wyrski y al. (1976), Covey y Hastenrath (1978), Bellido Delgado (1983), Barnett (1984) y van Loon y Shea (1985). Este método de selección es muy subjetivo. En efecto, es posible crear un gran número de clasificaciones por combinación de cinco columnas de la tabla 3-5. Ellos afirman, sin embargo, haber obtenido así una clasificación objetiva para el estudio de las inundaciones del Noroeste del Perú, para el período de 1911 hasta 1983 (tabla 3-5, col 17). Podemos indicar algunas diferencias notables con la *tendencia general*.

Los años 1912, 1914, 1930, y 1951 están clasificados como los años anti-Niño, mientras que la gran mayoría de autores, como Tapley y Waylen (1990) y Waylen y al (1994), los consideran como años Niño.

- * Los años 1917-19, 1923 y 1969 no han sido considerados como Niño.
- * El evento El Niño de 1976 está desfasado y extendido al período 1978-79.

El conjunto de éstas observaciones pone en evidencia las divergencias de esta clasificación con aquellas propuestas por la mayoría de autores (como Waylen en publicaciones posteriores).

Sin embargo, la misma ha sido tomada sin modificaciones por los mismos autores para publicaciones posteriores (Waylen y Caviedes, 1986b; Caviedes y Waylen, 1987).

3.2.9 Clasificación propuesta por Waylen y al (1994)

En sus estudios de la relación entre el ENSO y las precipitaciones de San José de Costa Rica, Waylen y al (1994) proponen utilizar la serie (1882-1987) de los valores mensuales del SOI compilados por Schneider y Schonwiese (1989) y una definición para seleccionar los eventos ENSO. Esta definición es la siguiente: "Los valores negativos del índice implican una diferencia de presión más débil y la presencia de las condiciones El Niño sobre las costas del Perú. Al contrario, los valores positivos corresponden a una elevación del gradiente de presión entre Tahití y Darwin y a las condiciones anti-El Niño" (traducción libre).

Sin embargo, hemos constatado que a pesar de la definición, la selección ha sido realizado a partir de un estudio anterior (Caviedes y Waylen, 1991) para los El Niño y registros de la temperatura superficial del Océano de la costa peruana y de las sequías de Chile central para los eventos fríos.

Si comparamos su clasificación (tabla 3-5, col 18) para el período 1889 a 1989 con la serie del SOI (fig. 3-6), numerosos años clasificados como El Niño (1907, 1917, 1931, 1942, 1954 y 1973) corresponden a los valores positivos del SOI. Esta clasificación se diferencia de la *tendencia general* por la ausencia de los eventos El Niño de 1923, 1969 y 1972, y sobre todo por la selección de los años 1939 y 1943 como anti-Niño, mientras que la mayoría de los autores los consideran como los El Niño.

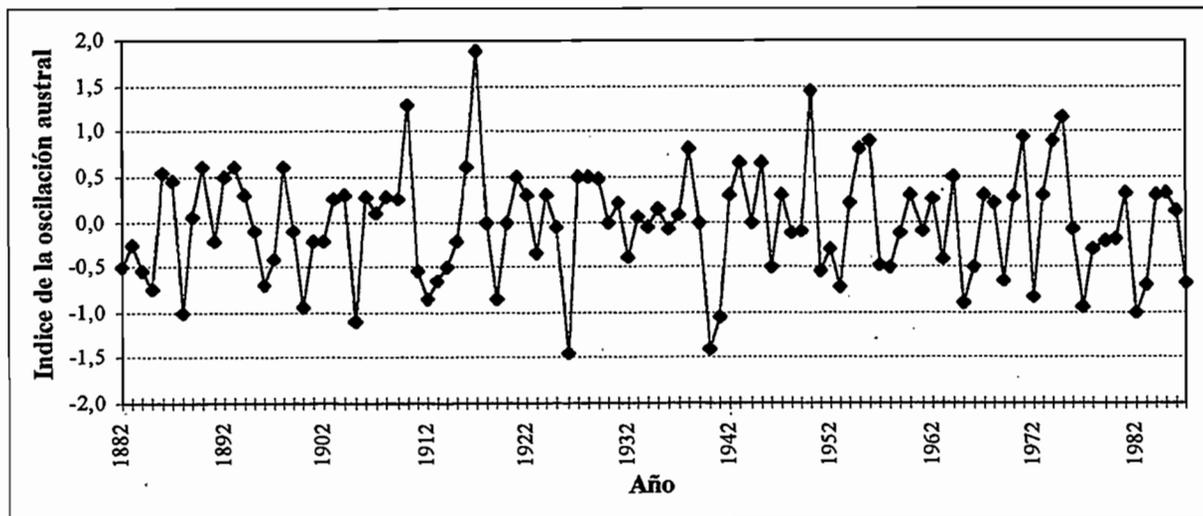


Fig. 3-6: Valores anuales del SOI compilados por Schneider y Schonwiese (1989) (Según Waylen y al, 1994)

3.2.10 Clasificación propuesta por Francou y Pizarro (1985)

Francou y Pizarro (1985) en su estudio de las relaciones entre los El Niño y las sequías en los Andes centrales, han determinado diez eventos entre 1925 y 1983, sin justificar su elección. Esta selección (tabla 3-5, col 19) se diferencia de la *tendencia general* por la ausencia de los eventos de 1930, 1932, 1939 y 1943. En un segundo tiempo, ellos repartieron esos El Niño en cuatro clases según su intensidad. Esto está definido por la duración de la anomalía positiva y por el valor máximo alcanzado por la TSM media mensual medida en cuatro puertos peruanos y por el valor centrado reducido de la TSM media anual de Puerto Chicama en el Perú. Estas clases (débil, mediana, fuerte y excepcionalmente fuerte) pueden estar próximas a las clases 1, 2, 4 y 6 de Quinn (1993).

3.2.11 Clasificación propuesta por Rasmusson y Carpenter (1983) y utilizada por Ropelewski y Halpert (1986, 1987), Mechoso e Iribarren (1992) y Kahya y Dracup (1993)

Rasmusson y Carpenter (1983), para su estudio de las relaciones entre la TSM del Pacífico ecuatorial del este y las precipitaciones en la India y en Sri Lanka, utilizaron dos fuentes de información para identificar los eventos cálidos medianos y fuertes en el Pacífico ecuatorial del este. Durante el período donde los datos de superficie del Océano son disponibles (1921 a 1938 y 1949 a 1979), utilizaron la TSM media entre 4° y 12°S, a lo largo de la línea marítima "Ship Track I". Incluyeron todos los eventos que presentan una anomalía positiva superior a 1°C y una diferencia entre la anomalía positiva máxima del año del evento cálido y la anomalía negativa máxima del año precedente superior a +2,5°C. El segundo punto de esta definición tiene por efecto excluir el segundo año de los eventos que se extienden en dos años. Como ya hemos visto, Rasmusson y Carpenter (1983) utilizaron la clasificación de Quinn y al (1978) para el período donde los datos marinos no son disponibles (1875 a 1920 y 1939 a 1948). Ellos precisan que consideran solamente los eventos medianos y fuertes, y que para los eventos que se extienden en dos años, consideraron al primer año partiendo del principio de que el segundo año corresponde al segundo calentamiento del evento standar determinado por Rasmusson y Carpenter (1982). La clasificación de los eventos ENSO finalmente determinada por Rasmusson y Carpenter (1983) (tabla 3-5, col 20) está próxima de la *tendencia general*. Esta se diferencia por la ausencia de 1907 y 1943, y por la selección, solamente de un año para los eventos de larga duración.

Ropelewski y Halpert (1986) investigaron las regiones de USA, donde las precipitaciones y las temperaturas del aire tiene una relación con el ENSO. Utilizaron luego, el mismo método de análisis para las precipitaciones del conjunto del planeta (Ropelwski y Halpert, 1987 y 1989). Para esto, distribuyeron las series anuales en dos clases, los años ENSO y no-ENSO, realizaron esta selección a partir de la forma original de la clasificación de Rasmusson y Carpenter (1983) con la excepción del año 1971 que ha sido clasificado en lugar de 1972.

Esta, ha sido además utilizada recientemente sin modificación por Mechoso e Iribarren (1992) para el análisis de las relaciones entre los caudales de dos cursos de agua del Sudeste de América del Sur (Río Negro y Uruguay) y la oscilación austral, y por Kahya y Dracup (1993) para el análisis de las relaciones entre el ENSO y los escurrimientos en los USA.

3.3 ANALISIS GLOBAL DE LAS CLASIFICACIONES

Podemos distinguir tres categorías en las clasificaciones estudiadas. La primera corresponde a los autores que establecieron su propia clasificación a partir de series de índices de TSM o de presión atmosférica del Océano Pacífico (Van Loon y Madden, 1981; Rasmusson y Carpenter, 1983; Van Loon y Shea, 1985; Fu y al, 1986; Ropelewski y Jones, 1987; Kiladis y Van Loon, 1988; Aceituno y al, 1990; Simpson y al, 1993a; Aceituno y Garreaud, 1995) o las consecuencias de la oscilación austral (Quinn y al, 1978 y 1987; Quinn, 1993). En la segunda, los autores se sirvieron de una clasificación anterior (Rogers, 1987 y 1988; Ropelewski y Halpert, 1989; Mechoso e Iribarren, 1992) de la cual, algunas veces conservaron, solamente, los eventos mayores (Rasmusson y Carpenter, 1983; Elliot y Angel, 1988). La última corresponde a las clasificaciones establecidas a partir de una o varias clasificaciones anteriores a las cuales los autores aumentaron o retiraron eventos, a veces sin justificar o argumentar estas modificaciones (Kousky y al, 1984; Waylen y Caviedes, 1986a; Morlière y Rèbert, 1986; Ropelewski y Halpert, 1987; Schooner y Nicholson, 1989; Tapley y Waylen, 1990; Rutllant y Fuenzalida, 1991; Simpson y al, 1993b; Waylen y al, 1994).

Los autores que se interesaron en el Pacífico central y occidental, utilizaron generalmente las clasificaciones del ENSO (Van Loon y Madden, 1981; Van Loon, 1984; Van Loon y Shea, 1985; Fu y al, 1986; Ropelewski y Jones, 1987; Rogers, 1987 y 1988; Kiladis y Van Loon, 1988; Ropelewski y Halpert, 1989; Mechoso e Iribarren, 1992; Simpson y al, 1993a). Aquellos que se consagraron a la vertiente del Pacífico del continente americano trabajaron de preferencia con aquellas del fenómeno regional que es El Niño (Francou y Pizarro, 1985; Waylen y Caviedes, 1986a; Ropelewski y Halpert, 1986; Tapley y Waylen, 1990; Kahya y Dracup, 1993).

Si para el fenómeno de amplitud planetaria como es el ENSO, ha sido posible definir e identificar de manera relativamente clara una situación opuesta llamada anti-ENSO; no es lo mismo, para el fenómeno regional El Niño, solamente Waylen y Caviedes (1986a) y Waylen y al (1994) se aventuraron a identificar tales situaciones. Hemos visto luego de la exposición de estas dos clasificaciones que los autores no proporcionan sus procedimientos de identificación y que éstas están en oposición con la tendencia general por varios años. Un análisis sumario de las series de TSM de varios índices del Pacífico tropical este (ver la fig. 4-6, capítulo 4 de las anomalías mensuales de la TSM del bloque Niño 1+2), permite identificar algunos períodos de enfriamientos prolongados (1922, 1924, 1927, 1933, 1934, 1935, 1936, 1937, 1938, 1950, 1954, 1955, 1962, 1968 y 1971). Solamente seis de estos quince episodios coinciden con los años anti-ENSO de la *tendencia general*. Parece entonces, que los enfriamientos de la TSM del Pacífico oriental no están directamente ligados a la TSM del Pacífico oeste y central y a la oscilación austral.

3.4 CONCLUSION

Numerosos índices calculados a partir de las medidas de presión atmosférica, de la TSM, del viento o de la precipitación fueron propuestos para caracterizar la oscilación austral, El ENSO y El Niño. El SOI es igual al valor centrado reducido de la diferencia entre los valores centrados reducidos de las presiones atmosféricas medidas en Tahití y Darwin. Según Trenberth (1984), el SOI es el índice que representa de mejor manera la varianza de la oscilación austral. La previsión del ENSO es al momento uno de los principales objetivos de los grandes programas de investigación. La mayoría de trabajos están concentrados en la TSM del bloque Niño 3, siendo el único índice por el cual las estimaciones que más satisfacen son las realizadas hasta la presente.

Podemos enfatizar que según nuestras tendencias generales, veinticinco de los veintiséis El Niño, corresponden a un ENSO, y que solamente la perturbación global de 1963 no se traduce en un evento regional. Las tendencias generales de dos tipos de eventos se diferencian, esencialmente, por la duración de los episodios. Los El Niño pueden ser de duración más importante, pero también más reducidos que los ENSO y sobrevenir con un desfase de algunos meses. No existe clasificación de años anti-Niño, pues no se observa una situación regional opuesta a aquella de los El Niño luego de eventos anti-ENSO.

Nuestro objetivo es estudiar la influencia del ENSO sobre los regímenes hidrológicos del Ecuador y eventualmente poder anticipar sus consecuencias. El Ecuador está situado en la parte oriental del Océano Pacífico, en la región donde se observa la consecuencia regional llamada El Niño del fenómeno global que es el ENSO. Buscamos un método de identificación de los El Niño utilizable para una gestión en tiempo real con miras a hacer previsiones. De acuerdo con Waylen y Caviedes (1986a), estimamos que ninguna variable hidrológica o pluviométrica no debe ser utilizada como criterio de selección de los años El Niño para estudiar la influencia de este fenómeno sobre sus mismas variables. No utilizaremos entonces, las clasificaciones propuestas por Quinn y al (1978, 1987 y 1993) que utilizan las precipitaciones y los escurrimientos del sur del Ecuador. No tomaremos en cuenta la clasificación de Waylen y Caviedes (1986a) y de Waylen y al (1994), pues estos autores no indican claramente sus criterios de selección, mientras que sus clasificaciones están en desacuerdo con la tendencia general en varios años.

El procedimiento de clasificación de eventos en clases de intensidad de Francou y Pizarro (1985) es interesante, ya que éste considera la duración y la amplitud máxima de anomalía positiva de la TSM del Pacífico oriental, pero no permite identificar los El Niño. El método de selección de eventos de Rasmusson y Carpenter (1983) nos parece ser el más adaptado a nuestro estudio. Sin embargo, excluye el segundo año de los eventos cuando se extienden en dos años. Ahora bien, si este segundo calentamiento de la TSM, es generalmente menos importante que el primero, también tiene una influencia en los regímenes hidro-pluviométricos del Ecuador. En fin, podríamos utilizar la *tendencia general*, pero ésta no es disponible en tiempos reales y por tanto es subjetiva.

Ninguno de los métodos de identificación analizados son convenientes para nuestros objetivos; por lo que buscaremos un índice del Océano Pacífico oriental disponible en tiempo real que permita identificar los eventos El Niño de este siglo y por lo tanto apreciar su intensidad. Para esto, consideraremos las características generales del fenómeno; utilizaremos los índices difundidos por el CAC en Internet. Tomamos como base los trabajos de Rasmusson y Carpenter (1983) y de Francou y Pizarro (1985) así como los criterios de selección utilizados por Aceituno y Garreaud (1995), Kiladis y Van Loon (1988) y Roppelwski y Jones (1987) para los ENSO.

4. CARACTERIZACION ESPECIFICA DE EL NIÑO EN EL ECUADOR

La complejidad del fenómeno que da nacimiento al ENSO y a El Niño, no permite determinar de una manera precisa e indiscutible cuales son los años en que estos tuvieron lugar. El examen de la mayoría de trabajos con respecto a las relaciones entre la oscilación austral, el ENSO o El Niño y varios elementos de los climas, no ha permitido identificar una clasificación única reconocida por el conjunto de la comunidad científica. Varios autores han establecido su propia clasificación en función de la región del planeta que ellos estudian y de los objetivos de sus estudios.

El objetivo de este capítulo es, definir la influencia del ENSO en los regímenes hidrometeorológicos del Ecuador. Como este país se encuentra al este del Océano Pacífico, entonces estudiaremos específicamente sobre la influencia de El Niño. Buscamos un método de identificación de los eventos El Niño, especialmente adaptado al estudio de su influencia sobre las precipitaciones y las inundaciones en Ecuador. Tratamos de caracterizar la intensidad de los eventos y su influencia global en las lluvias de las áreas costeras del Ecuador.

4.1 ORIENTACION DE LA INVESTIGACION

4.1.1 Criterios utilizados para identificar los El Niño y ENSO

Se analiza los criterios utilizados por los autores que proponen un método de identificación de los eventos Niño y ENSO. Su principio reposa en la identificación de períodos de duración más o menos larga durante las cuales el índice considerado presenta anomalías máximas.

Rasmusson y Carpenter (1982), utilizaron los valores mensuales de la TSM del índice Ship 1. Asociaron los El Niño a los períodos que presentan una anomalía positiva superior a 1°C y una diferencia entre la anomalía máxima positiva del año del evento cálido y la anomalía máxima negativa del año precedente superior a $+2,5^{\circ}\text{C}$. Tres elementos pueden ser destacados en este método de selección.

1. El índice Ship 1 es utilizado para representar la TSM del Pacífico Oriental.
2. Un sólo mes con una anomalía superior a 1°C .
3. La elección de una diferencia en la TSM superior a $2,5^{\circ}\text{C}$ entre el año del evento y el precedente. Hemos visto en el Capítulo 3, que esta condición tiene por consecuencia excluir el segundo año de los eventos que se extienden en dos años. No podremos conservar este criterio, ya que, si el calentamiento del segundo año es menos importante, puede ocasionar un aumento de las precipitaciones. Los eventos de 1957-1958 y 1972-1973 lo confirman.

Ropelewski y Jones (1987), utilizan la media móvil en cinco meses del valor centrado reducido del SOI para identificar las fases extremas de la oscilación austral. Ellos seleccionaron los períodos, durante los cuales la media móvil se sitúa en el 25%, superior o inferior. Los dos puntos de este método de selección podrán ser utilizados para identificar los años Niño con la TSM del Pacífico Oriental.

1. Períodos de cinco meses
2. Períodos durante los cuales la TSM media de cinco meses se sitúa en el 25% superiores.

Kiladis y Van Loon (1988), utilizan las anomalías de la TSM del Pacífico ecuatorial central y este ($4^{\circ}\text{S} - 4^{\circ}\text{N}$, $160^{\circ} - 80^{\circ}\text{W}$) y el SOI para identificar los años ENSO y anti-ENSO. Un año es ENSO cuando la anomalía de la TSM es positiva al menos durante tres estaciones (de tres meses cada una) consecutivas y de mínimo $0,5^{\circ}\text{C}$ al menos durante una estación, y si el SOI es negativo e inferior a $-1,0$ durante las mismas duraciones. Podemos destacar dos puntos de este método:

1. Un período de nueve meses presentando una anomalía positiva.
2. La anomalía de TSM debe ser superior a $0,5^{\circ}\text{C}$, al menos durante tres meses.

Aceituno y Garreaud (1995) utilizaron los valores del índice de la TSM del Pacífico central definido por **Wright (1989)** para identificar los años ENSO y anti-ENSO. Seleccionaron los periodos, de mayo a septiembre (invierno austral) o de noviembre a marzo (verano austral) durante los cuales la TSM media se sitúa en los 20% superiores o inferiores. Este método de selección puede ser utilizado para identificar los años Niño con la TSM del Pacífico Oriental. Dos puntos caracterizan este método:

1. Periodos de cinco meses.
2. Periodos durante los cuales la TSM media de los cinco meses se sitúa en el 20% superiores.

4.1.2 El ENSO o El Niño?

El Ecuador (1°N - 4°S, 80°W) es adyacente al Océano Pacífico Oriental donde se observa los El Niño. El segundo capítulo mostró que un evento El Niño induce un aumento de la TSM a lo largo de las costas del Ecuador que acarrea una evaporación más importante. El potencial de precipitaciones (las nubes) será entonces más elevado, esta situación está generalmente acompañada de vientos del suroeste (desviación de los alisios en vientos monzónicos del suroeste, Rasmusson y Carpenter, 1982). Las nubes se desplazan hacia el continente donde se observarán fuertes precipitaciones.

Los índices de presión atmosférica o de viento representan la actividad de las células de Walker y de Hadley del Océano Pacífico (SOI, Tahiti, Rapa) y los índices de TSM del Océano Pacífico tropical central y oeste (Niño3, Wright, Ship 6) permiten caracterizar El ENSO. Mientras que los índices de TSM del este del Pacífico (Niño 1+2, Ship 1) corresponden a El Niño. Parece natural suponer que las variaciones de la TSM o de viento del Pacífico Oriental tengan una influencia más importante en las lluvias de las áreas costeras del Ecuador que aquellas del Pacífico central.

Con el fin de validar estas hipótesis hemos calculado los coeficientes de correlación lineal entre varios índices pluviométricos del Ecuador (media de los vectores regionales de los grupos próximos a la Cordillera de los Andes, la media de los vectores de los grupos próximos al Océano Pacífico, y las precipitaciones registradas en Guayaquil) y los índices generalmente utilizados para caracterizar el ENSO y El Niño (Tabla 4-1). Estos coeficientes no tienen correlaciones significativas con los índices de la TSM de la región oeste del Pacífico ($R < 0,3$ para Niño 4 y Ship 6) y el SOI. Mientras que las variaciones de TSM del Pacífico Oriental tienen una correlación elevada con las lluvias ($R > 0,7$ para Niño 1+2 y Ship 1). Esto permite afirmar que la influencia de El Niño en las precipitaciones de las áreas costeras del Ecuador es más importante que aquella del ENSO.

Índice de los ENSO	Región del Pacífico	Correlación con los índices pluviométricos		
		Cerca a los Andes	Cerca al océano	Guayaquil
Niño1+2	Est (Niño)	0,82	0,77	0,70
Ship1	Est (Niño)	0,84	0,79	0,72
Niño3	Centro	0,53	0,51	0,46
SOI	Global	-0,15	-0,10	-0,13
Niño4	Oeste	-0,11	-0,14	-0,08
Ship6	Oeste	-0,01	-0,07	-0,01

Tabla 4-1: Coeficientes de correlación lineal entre los valores mensuales de cinco índices de TSM del Pacífico tropical y el SOI con tres índices pluviométricos de las áreas costeras del Ecuador, periodos 1964-1993 para Niño 1+2, Ship 1, SOI y Ship 6 y 1970-1993 para Niño 3 y Niño 4.

El análisis de las series mensuales del SOI, los índices de TSM del Pacífico oeste, central y este y de los índices pluviométricos del Ecuador permiten constatar que la mayoría de los períodos de SOI débil están acompañados de un calentamiento generalizado del Océano y de fuertes precipitaciones en el Ecuador (Fig 4-1). Esta situación corresponde a la descripción media de un ENSO y de sus consecuencias en las áreas del Pacífico Oriental.

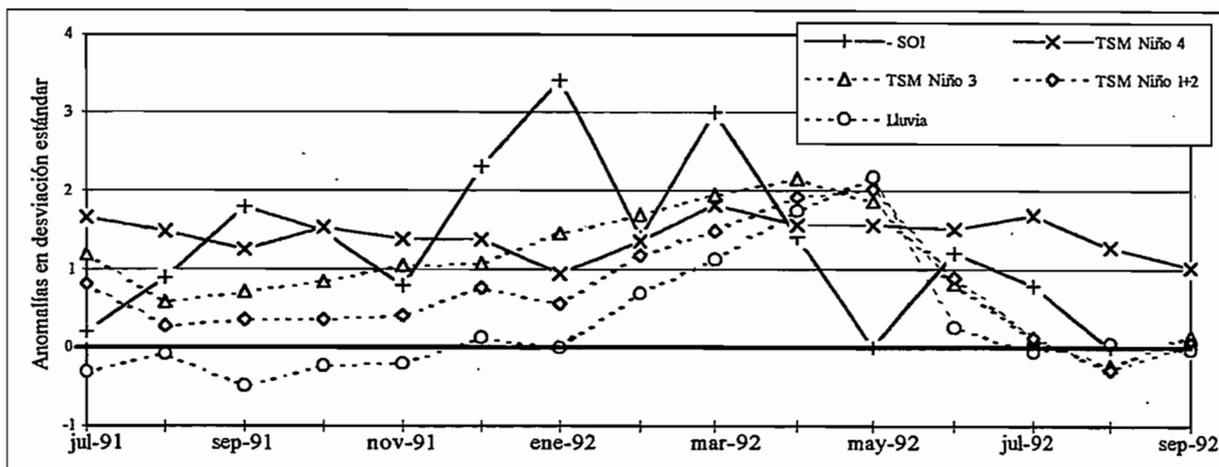


Fig. 4-1: Ejemplo de fase negativa de oscilación austral acompañado de un recalentamiento generalizado del Océano Pacífico y de fuertes precipitaciones en Ecuador

Sin embargo, puede suceder, que el SOI sea negativo y que la TSM del Pacífico oeste aumente sin que se observe ni calentamiento del Pacífico Este, ni precipitaciones excesivas en el Ecuador (Fig 4-2). Las condiciones preliminares a un ENSO han tenido lugar, pero la anomalía de TSM no se propagó hacia el oeste. Wyrтки (1979) utiliza el término de "Niño abortado" para designar este tipo de situación. En este caso el clima del Pacífico oeste, donde el calentamiento de la TSM es observada, debió estar influenciado, pero no en el Ecuador, ya que las perturbaciones de las circulaciones atmosféricas y oceánicas no alcanzan el este del Océano.

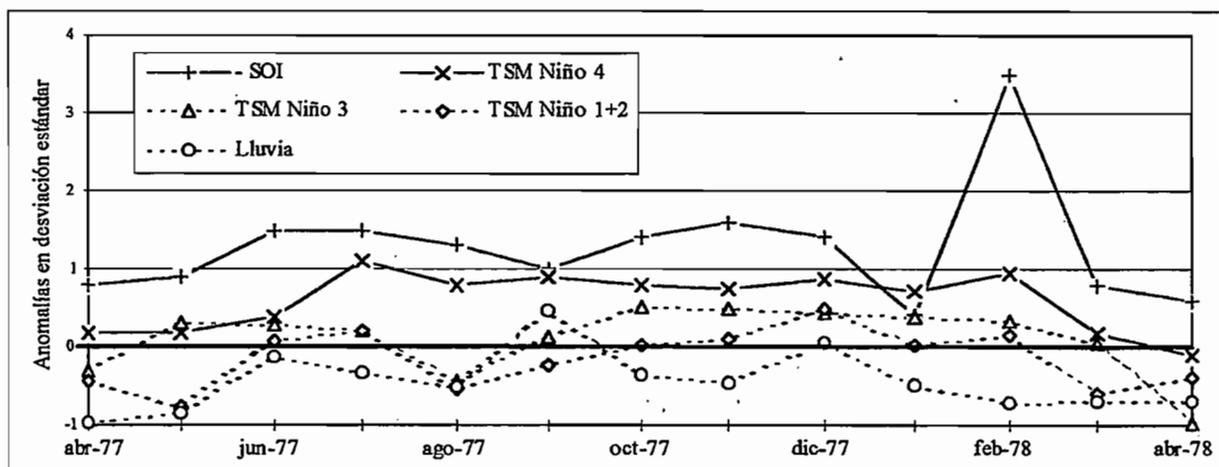


Fig. 4-2: Ejemplo de calentamiento del Océano Pacífico oeste que no permite desplazar al este durante la estación fría y que no provoca precipitaciones importantes en las áreas costeras del Ecuador. Solo el SOI y en menor medida la TSM del bloque Niño4 indica un ENSO

Al contrario, los calentamientos pronunciados de la TSM a lo largo de las costas de América del Sur coinciden generalmente con las precipitaciones sobre lo normal en el Ecuador (Fig 4-3). El análisis por componentes principales que expondremos en el Capítulo 8, indica que los valores medidos cerca de América del Sur son las variables más explicativas de las precipitaciones de las áreas costeras del Ecuador.

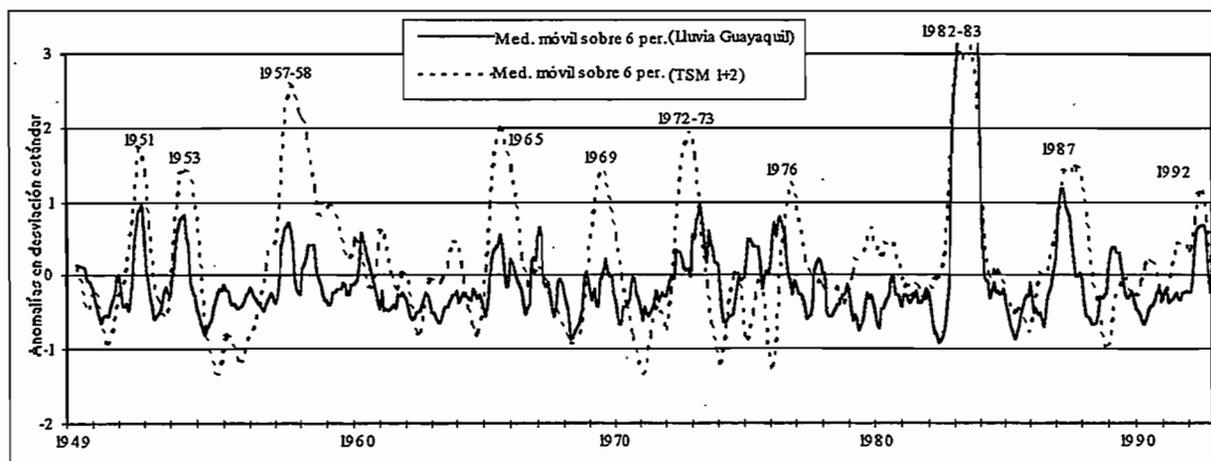


Fig. 4-3: Se observa una similitud entre las variaciones (medias móviles sobre seis meses de los valores centrales reducidos) de las precipitaciones observadas en Guayaquil y aquellas de la TSM del bloque Niño 1+2

4.2 BUSQUEDA DE UN METODO DE IDENTIFICACION DE LOS AÑOS NIÑO ADAPTADO AL ESTUDIO DE LAS PRECIPITACIONES E INUNDACIONES EN EL ECUADOR

Buscamos un método que permita seleccionar solamente los eventos que provocaron un aporte de agua normalmente cálida en el Pacífico Este. Bjerknes (1969) y Wyrтки (1979) lo precisan bien: que el inicio de un El Niño está marcado por la llegada de aguas cálidas a lo largo de las costas de América Central y sobre todo al norte de América del Sur.

La definición propuesta por el SCOR (1983) es una buena síntesis de los criterios clasificados por los diferentes autores. El SCOR define a El Niño como una anomalía de TSM de extensión regional a lo largo de América del Sur igual o superior a una desviación estándar durante un período de varios meses hasta más de un año (traducción libre). Nouvelot y Pourrut (1984) analizaron los fenómenos climáticos extremos en el Ecuador y más particularmente el impacto de El Niño de 1982-1983. Proponen en esta ocasión una definición derivada de aquella del SCOR. Definieron al ENSO como un flujo de aguas cálidas desplazándose a lo largo de las Costas del Ecuador y del Perú que, durante un período al menos de cuatro meses, presenta una anomalía positiva de temperatura igual o superior al valor de una desviación estándar. Los cuatro puntos esenciales de esta definición son:

1. *Un flujo de aguas cálidas*: todo el mundo está de acuerdo en este punto. Tendremos que determinar el umbral el mejor se adapte al estudio de las precipitaciones en el Ecuador: la media, los 25% superiores?, los 20%? u otro valor?.
2. *A lo largo de las Costas del Ecuador y del Perú*: buscaremos una serie de valor de la TSM de esta región del Océano.
3. *Al menos cuatro meses*: es la duración media propuesta por los autores, cuál es la duración la mejor adaptada a nuestro caso? 4, 3, 5 meses o más?.
4. *Anomalía positiva igual o superior al valor de una desviación estándar*: la anomalía debe ser superior a un umbral, igual a una desviación estándar, un grado Celsius u otro valor?

Estas cuatro condiciones están relacionadas, es imposible determinar uno de los parámetros independientemente de los otros, hemos por tanto, realizado numeros ensayos para finalmente concluir en una definición adaptada al estudio de la influencia de El Niño en los regímenes hidroluviométricos del Ecuador, la cual puede anunciarse de la siguiente manera:

Un evento El Niño corresponde a una secuencia de al menos tres meses consecutivos durante la cual la TSM mensual del bloque Niño 1+2 es superior a 23°C y presenta una anomalía positiva superior a un grado Celsius.

Este método de identificación permite identificar los eventos El Niño únicamente a partir de los valores de la TSM del bloque Niño 1+2. Estos valores son difundidos en tiempo real, lo que deberá permitir su utilización en un contexto operacional. La duración y los valores límites de la TSM han sido determinados arbitrariamente a partir de un razonamiento discutible, pero necesario y justificado por varios autores y por el buen sentido. Daremos un resumen de las diferentes pruebas que nos condujeron a escoger estos cuatro parámetros, empezamos por el segundo, ya que condicionan la determinación de los otros puntos.

4.2.1 Qué índice de TSM utilizar para caracterizar a El Niño?

Nuestro programa de investigación se desarrolla en el marco de una cooperación internacional. Uno de sus principales objetivos, es el de disponer de un sistema de previsión de las precipitaciones y de los escurrimientos para mejorar la gestión de las obras de regulación hidráulica. Deseamos que nuestro método de identificación de los eventos El Niño sea utilizable en tiempo real. Utilizaremos entonces, uno de los índices difundidos mensualmente en Internet.

Para el Océano Pacífico Oriental, disponemos de los índices: TSM media del bloque Niño 1+2 y la línea marítima Ship 1. La comparación de las series de los valores mensuales de estos índices en el período de concordancia (1970-1994, Fig. 4-2) indica que los dos índices no son tan diferentes. Podemos, entonces, utilizar uno u otro de estos índices. Los eventos Niño seleccionados con uno u otro de las dos series, son idénticos. Utilizaremos el índice de referencia "Niño 1+2", pues este índice medio del Pacífico Oriental ha sido especialmente definido para el estudio de El Niño.

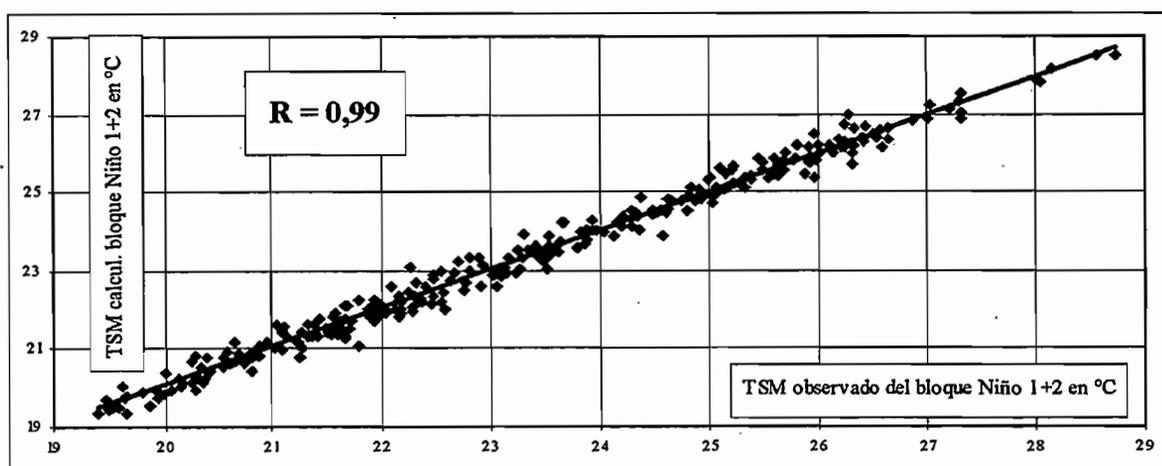


Fig. 4-4: TSM del bloque Niño 1+2 observado y calculado con la ayuda de las regresiones lineales mensuales entre la TSM del bloque Niño 1+2 y aquella de la línea marítima Ship 1 del período 70-94

Con el fin de poder identificar los eventos El Niño de mayor duración posible, hemos buscado la serie de TSM del bloque Niño 1+2 más larga y más completa posible. Los valores del período 1970 a 1994 son difundidos en el servidor Internet del CAC. Para los períodos más antiguos (1921-1938 y 1949-1969) hemos determinado los valores de la TSM del bloque Niño 1+2 a partir de aquellas del índice Ship 1. Para esto hemos utilizado las regresiones lineales mensuales entre estas dos variables determinadas en el período 1970 a 1994.

Así, hemos podido reconstituir una serie mensual de la TSM del bloque Niño 1+2 para los periodos 1921 a 1938 y 1949 a 1994. Esta, puede ser considerada como válida dado el fuerte valor de los coeficientes de correlación existente entre las series mensuales.

La media de los coeficientes de correlación de las series mensuales de TSM bloque Niño 1+2 y Ship 1 es 0,97, mientras el coeficiente de correlación entre los valores observados y calculados de la TSM del bloque Niño 1+2 de todos los meses del periodo 1970-1994 es igual a 0,99 (Fig. 4-4).

4.2.2 A partir de qué temperatura podemos considerar que el agua está caliente?

La TSM del bloque Niño 1+2 presenta un ciclo estacional marcado con una media máxima mensual de 26,2°C en marzo y un mínimo de 20,5°C en septiembre (Fig. 4-5, Tabla 4-). Ciertos autores han escogido la media interanual, otros los 20 o 25% superiores como umbrales arriba de los cuales la TSM debe situarse para que se pueda considerar que el agua está caliente o la presencia de una situación El Niño.

La media interanual de los periodos 1921-38 y 1949-94 de la TSM del bloque Niño 1+2 es igual a 23,1°C.

Mes	ene	feb	mar	abril	may	jun	jul	agos	sept	oct	nov	dic	med
Mediana	24.5	25.7	26.2	25.5	24.1	22.8	21.7	20.9	20.5	20.9	21.6	22.9	23.1
Desv.Stan	0.81	0.75	0.85	0.99	1.22	1.26	1.15	1.10	0.85	0.88	0.89	0.88	0.97

Tabla 4-2: Media y desviación standar de los valores mensuales de la TSM del bloque Niño 1+2 en los periodos 1921-1938 y 1949-1994.

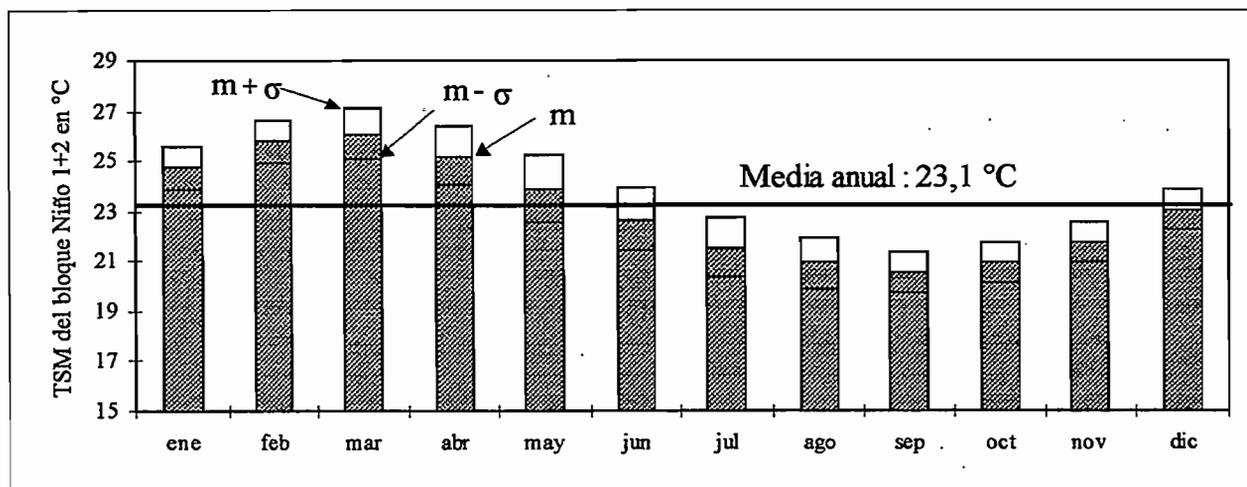


Fig. 4-5: Distribución de los valores mensuales de la TSM del bloque Niño 1+2 de los periodos 1921 a 1938 y 1949 a 1994 (m y σ son la media y la desviación standar mensual).

Hemos buscado los episodios de tres meses o más que presentan anomalías de TSM del bloque Niño 1+2 superiores o iguales a un grado Celsius. Hemos calculado para cada episodio el valor máximo del umbral de temperatura por el cual el episodio tiene una duración de tres meses. Este umbral varía desde 21,7°C, para la secuencia de septiembre a noviembre en 1987, hasta 28,2°C para aquella de marzo a mayo en 1983 (Tabla 4-3). Hemos calculado igualmente la anomalía pluviométrica (suma de las anomalías en desviación standar de las precipitaciones durante los meses del evento) observada durante estos episodios en las áreas costeras del Ecuador próximas a la Cordillera de los Andes para los eventos posteriores a 1963 y en Guayaquil para los anteriores.

Episodio	88	66	31	73	76	51	32	72	92
Umbral	21,7	22,8	23,1	23,2	23,6	23,7	24,9	25,5	26,4
Lluvias (vcr)	- 0,8	+ 2,7	+ 3,4	+ 3,2	+ 1,6	+ 4,8	+ 4,4	+ 6,2	+ 5,3
Episodio	58	65	26	69	87	53	57	83	
Umbral	26,7	26,7	26,8	26,9	27,0	27,1	27,4	28,2	
Lluvias (vcr)	+ 2,3	+ 7,6	+ 5,0	+ 0,8	+ 3,9	+ 5,0	+ 4,0	+ 37,0	

Tabla 4-3: Umbral de temperatura de los episodios de mínimo tres meses durante los cuales las anomalías de TSM del bloque Niño 1+2 son superiores o iguales a un grado Celsius y suma de las anomalías de lluvia observadas durante el evento (vcr: variables centradas reducidas).

Esta tabla indica que, los episodios de tres meses durante los cuales las anomalías de TSM del bloque Niño 1+2 son superiores o iguales a 1°Celsius con una TSM mínima superior o igual a 23,1°C coinciden con un exceso pluviométrico superior a una desviación standar. Los episodios de 1966 y 1988 no corresponden a precipitaciones excedentarias. Estos son las prolongaciones de los eventos de 1965 y 1987, que tienen lugar a finales de la estación fría, durante la cual las precipitaciones son débiles o nulas. Durante el episodio de 1988, la TSM del bloque Niño 1+2 presentó anomalías superiores a 1°Celsius, pero el valor absoluto de la TSM permaneció inferior o aproximada a 23°C y la pluviometría mensual de las áreas costeras del Ecuador, durante todo este periodo ha sido inferior a 40 mm (Fig. 4-6).

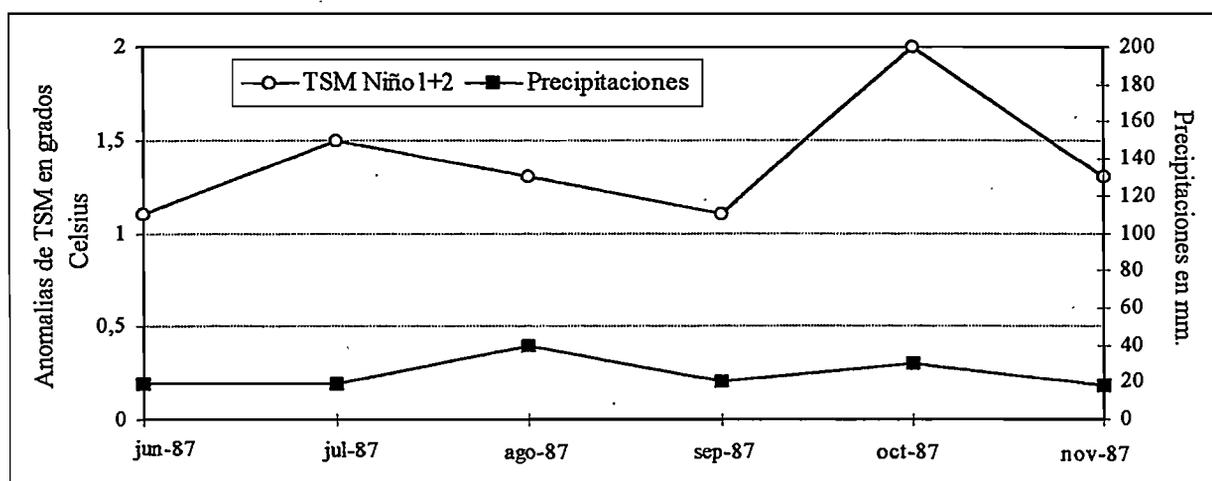


Fig. 4-6: Ejemplo de calentamiento del Océano durante la estación fría que no provoca precipitaciones importantes en las áreas costeras más influenciadas por el Niño en el Ecuador

Podemos igualmente señalar (Tabla 4-3) que si hubiesemos considerado los umbrales de 25 o 20% (24,9°C y 25,2°C), los episodios de 1966, 1931, 1973, 1976 y 1951 habrían sido excluidos. Ahora, son generalmente clasificados como los El Niño (Capítulo 3). Esta tabla sugiere, entonces, que debemos elegir un umbral comprendido entre 22,8° y 23,1°C.

Deseamos que este límite tenga sentido respecto a las precipitaciones medias de las áreas costeras del Ecuador. La Fig. 4-5 indica que si la TSM del bloque Niño 1+2 es inferior a 23°C, las lluvias son siempre inferiores a 200 mm por mes, y lo más a menudo a 100 mm por mes. Podemos considerar este umbral como la TSM debajo de la cual la probabilidad de observar las precipitaciones importantes es reducida. Este valor está próximo al límite superior del intervalo que hemos indicado en el párrafo anterior. Separaremos, entonces, el umbral de 23°C para considerar que el agua está caliente.

En lo que concierne al Ecuador, todos los meses de un evento El Niño deben tener una TSM del bloque Niño 1+2 superior a 23°C. Esta condición permite eliminar los calentamientos (relativos) de la TSM durante la estación donde el agua es fría es decir fuera de la estación normal de lluvias. En efecto, durante los meses de julio a octubre, aún si la TSM aumenta de una a dos desviaciones standar, no superará 23°C.

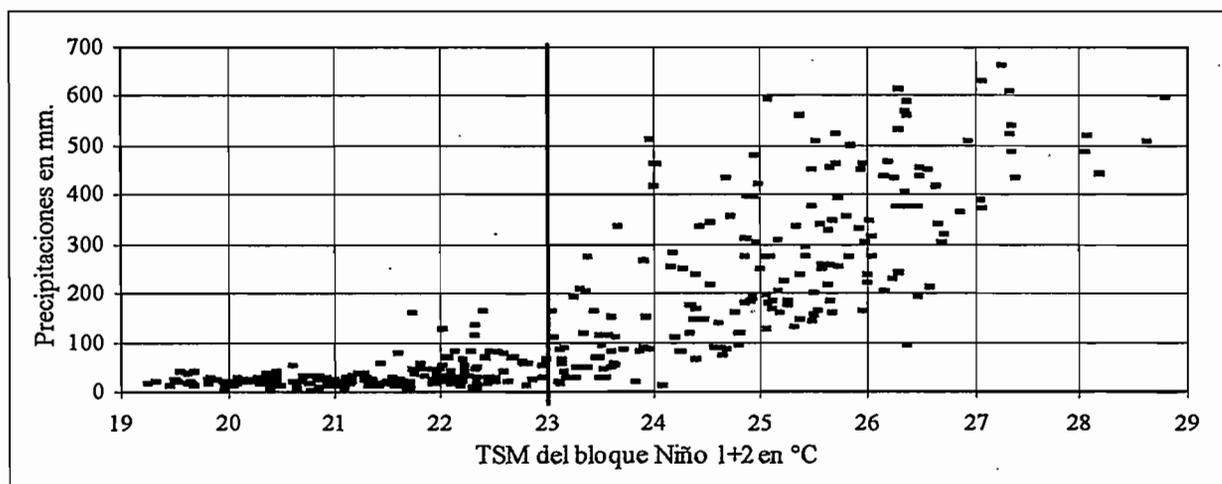


Fig. 4-7: Precipitaciones medias mensuales de las áreas costeras del Ecuador cercanas a la Cordillera de los Andes y TSM mensual del bloque Niño 1+2. Se observa que para las temperaturas inferiores a 23°C las precipitaciones mensuales son siempre inferiores a 200 mm y más a menudo a 100 mm.

4.2.3 Cúal debe ser la duración mínima de la anomalía?

Las duraciones tomadas en cuenta por los diferentes autores varían de 1 a 9 meses, con una media entre 4 y 5 meses. La TSM del índice Ship 1 para el evento standar o canónico determinado a partir de seis fuertes El Niño por Rasmusson y Carpenter (1982), presenta una anomalía superior a una desviación standar durante 12 meses. El número de eventos seleccionados varía con la duración escogida, este aumenta si aquella es más débil, y disminuye en caso contrario. La elección de esta duración permite distinguir los eventos de larga y corta duración.

Hemos determinado el número de meses de los episodios durante los cuales la TSM del bloque Niño 1+2 es superior a 23°C y la anomalía de TSM es superior a 1°C (Tabla 4-4). Esta tabla indica que sólomente los calentamientos de una duración superior a tres meses coinciden con las precipitaciones excedentarias. Si utilizamos cuatro meses, excluimos los años 1976, 1966, 1973, 1931 y 1932, que son considerados generalmente como años Niño (Tabla 3-5, capítulo 3). Si retenemos dos meses, tomamos en cuenta los años 1980, 1993 y finales de 1987, que no son reconocidos como años Niño. Escogimos finalmente, el valor de **tres meses**, como duración mínima de las anomalías positivas de TSM durante un evento El Niño.

Episodio	52	88	93	80	31	76	66	73	32	51
Duración	1	2	2	2	3	3	3	3	3	4
Lluvias	+ 0,1	- 0,8	+ 0,2	+ 0,1	+ 3,4	+ 1,6	+ 2,7	+ 3,2	+ 4,4	+ 4,8
Episodio	92	69	26	53	65	72	87	58	57	83
Duración	4	5	5	5	5	6	6	7	7	11
Lluvias	+ 5,3	+ 0,8	+ 5,0	+ 5,0	+ 7,6	+ 6,2	+ 3,9	+ 2,3	+ 4,0	+ 37,0

Tabla 4-4: Duración de los períodos durante los cuales la TSM del bloque Niño 1+2 es superior a 23°C y la anomalía de TSM superior a un grado Celsius.

4.2.4 Cúal debe ser la amplitud mínima de la anomalía

Un grado Celcius y una desviación standar son los valores más utilizados. En la realidad estos tienen poca diferencia, pues en el Océano Pacífico Oriental, la media de las desviaciones standar de los doce meses del año de la TSM del bloque Niño 1+2 es justamente 1,0°C (Tabla 4-2). Utilizaremos un umbral expresado en grado Celsius en lugar de una desviación standar, puesto que el valor de la desviación standar puede variar según el período considerado. El número de eventos seleccionados varía con el valor de este umbral, éste aumenta si el límite es más débil, y disminuye en caso contrario. Hemos determinado la anomalía mínima de TSM de los episodios de tres meses durante los cuales la TSM del bloque Niño 1+2 es superior a 23°C (Tabla 4-5).

Episodio	88	59	80	93	66	32	31	92	76	73
Anomalía	-0,1	0,8	0,8	0,8	1,0	1,0	1,2	1,2	1,3	1,4
Lluvias	-0,8	-0,5	+0,1	+0,2	+2,7	+4,4	+3,4	+5,3	+1,6	3,2
Episodio	58	53	69	26	87	51	72	65	57	83
Anomalía mínim	1,7	1,7	1,8	1,8	2,0	2,1	2,3	2,7	3,2	4,0
Lluvias	+2,3	+5,0	+0,8	+5,0	+3,9	+4,8	+6,2	+5,3	+4,0	+

Tabla 4-5: Anomalía mínima de los períodos de tres meses durante los cuales la TSM del bloque Niño 1+2 es superior a 23°Ce, para aquellos cuya anomalía de TSM es superior a 0,5 desviación standar.

Esta tabla indica que sólo los episodios durante los cuales la anomalía mínima es superior o igual a 1°C coinciden con un exceso puviométrico. Si utilizamos 1,2°C o 1,3°C, excluiríamos años que son generalmente considerados como años Niño (Tabla 3-4). Y si escogemos 0,6°C, tomaremos en cuenta los años 1959, 1980 y 1993, los cuales no son reconocidos como años Niño. Finalmente escogeremos, el valor de 1°C como mínimo de las anomalías de TSM durante un evento El Niño.

4.3 IDENTIFICACION Y CLASIFICACION DE LOS EVENTOS NIÑO

4.3.1 Identificación de los eventos Niño

Hemos determinado los eventos Niño de los períodos 1921-1938 y 1949-1994 con la ayuda del método de identificación propuesto utilizando las series de los valores absolutos y de las anomalías de la TSM del bloque Niño 1+2 (Fig. 4-6). Las 15 secuencias siguientes corresponden a los criterios de nuestro método de identificación de los El Niño:

- De noviembre de 1925 a marzo de 1926
- De noviembre de 1930 a enero de 1931
- De marzo a mayo de 1932
- De mayo a agosto de 1951
- De febrero a julio de 1953
- De febrero a agosto de 1957
- De noviembre de 1957 a junio de 1958
- De marzo de 1965 a agosto de 1965
- De marzo a junio de 1969
- De marzo de 1972 a agosto de 1972
- De noviembre de 1972 a enero de 1973
- De mayo a julio de 1976
- De octubre de 1982 a agosto de 1983
- De enero a julio de 1987
- De marzo a junio de 1992

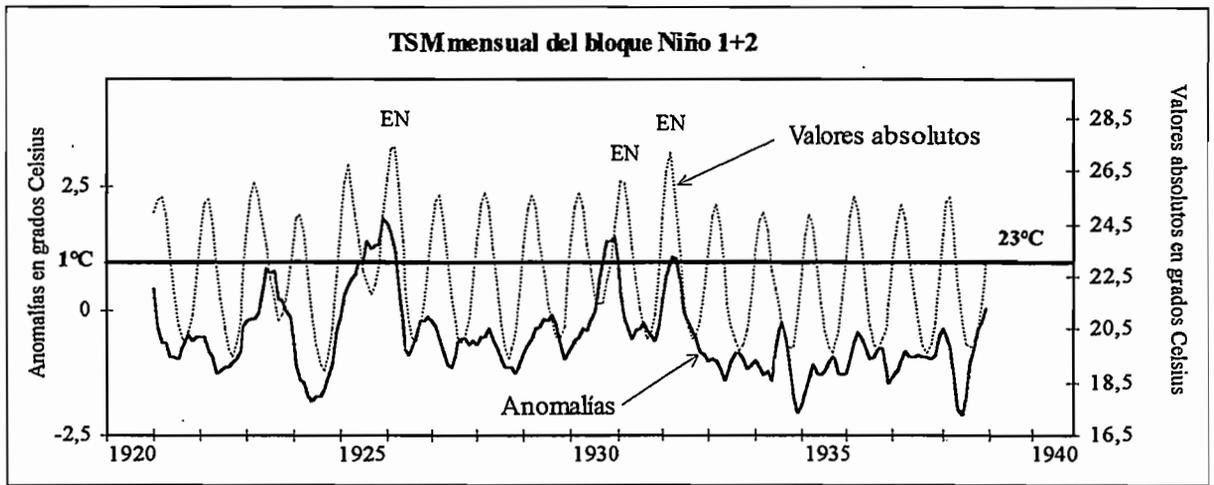


Fig. 4-8a: Series (en °C) de los valores y de las anomalías de la TSM del bloque Niño 1+2 para el período 1920 a 1940, los períodos marcados EN corresponden a los El Niño.

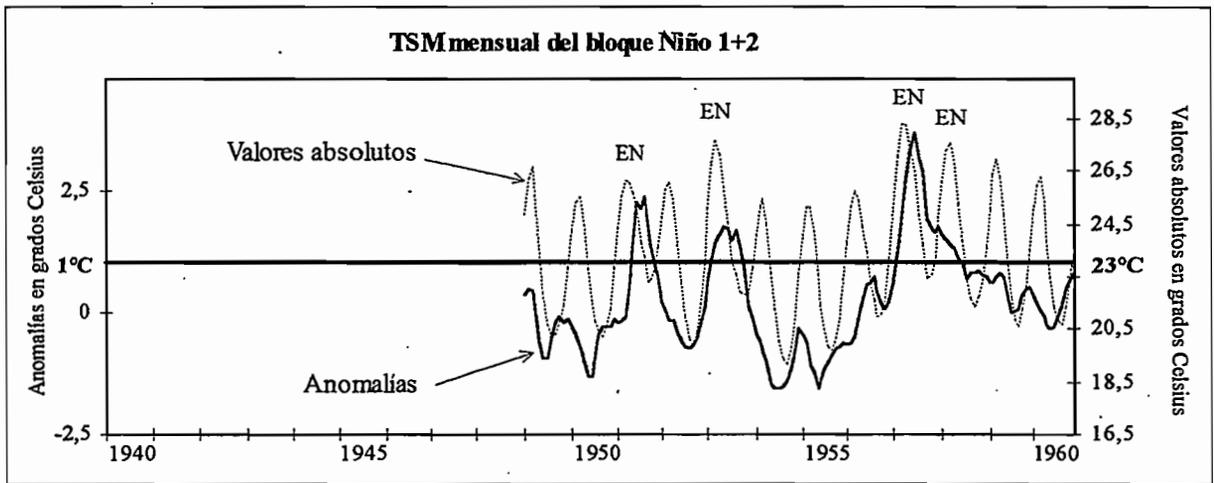


Fig. 4-8b: Series (en °C) de los valores y de las anomalías de la TSM del bloque Niño 1+2 para el período 1940 a 1960, los períodos marcados EN corresponden a los El Niño.

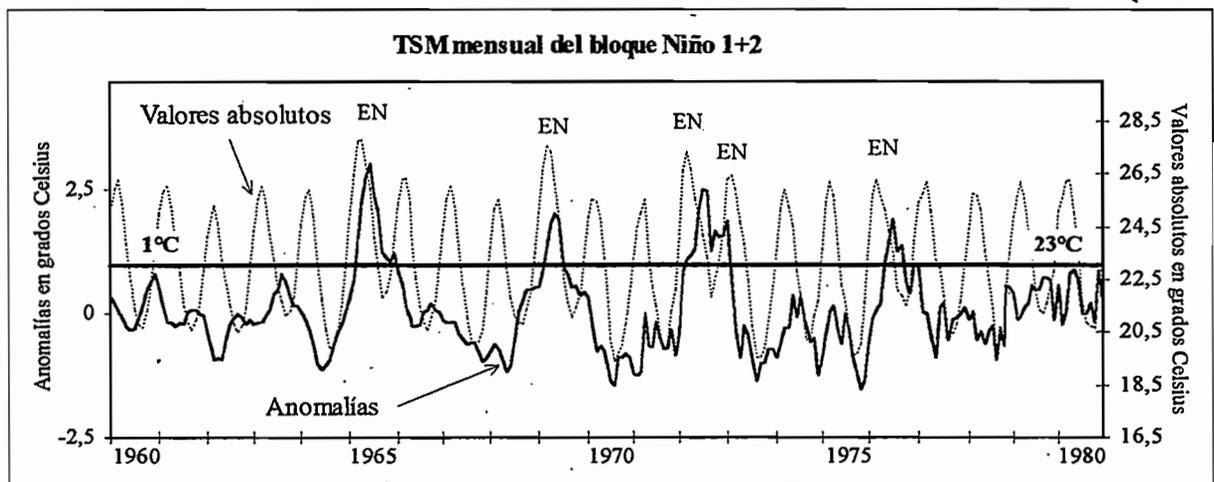


Fig. 4-8c: Series (en °C) de los valores y de las anomalías de la TSM del bloque Niño 1+2 para el período 1960 a 1980, los períodos marcados EN corresponden a los El Niño.

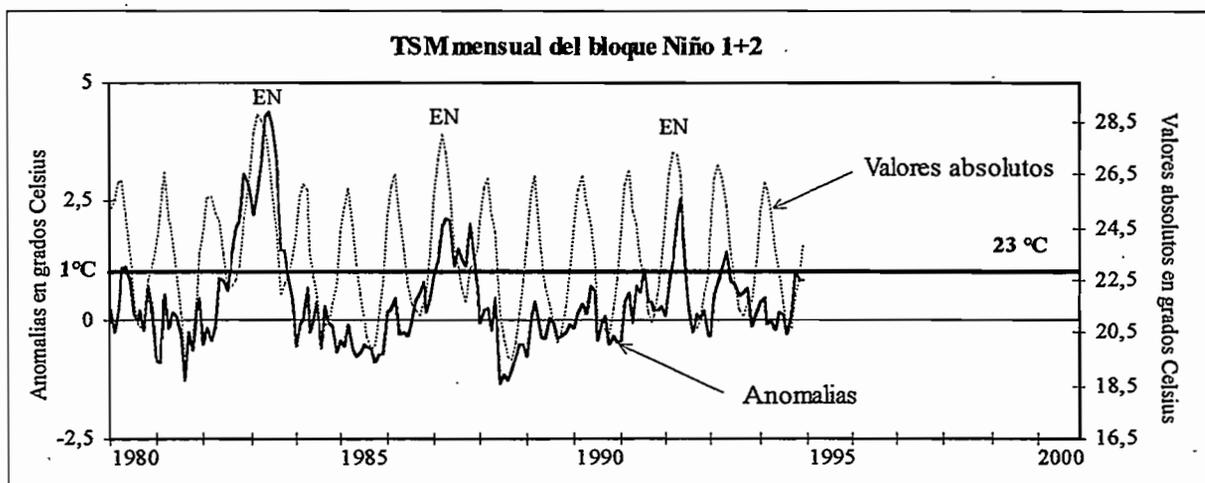


Fig. 4-8d: Series (en °C) de los valores y de las anomalías de la TSM del bloque Niño 1+2 para el período 1980 a 1994, los períodos marcados EN corresponden a los El Niño.

4.3.2 Lista de los años Niño

Con el fin de disponer de una clasificación histórica de los años Niño y no-Niño, necesitamos definir el período de doce meses que vamos a considerar. El año civil no tiene sentido desde el punto de vista climático, ya que repartirá arbitrariamente numerosos eventos en dos años. Para evitar esto, nos ha parecido sensato, fijar los cambios de año al período más frío que se sitúa en septiembre (Fig. 4-5). Consideraremos, entonces, el ciclo anual del 1 de septiembre al 31 de agosto del siguiente año, que bautizaremos con el milésimo del año del 1 de enero comprendido en el ciclo. Cuando hablaremos a continuación del año 1968, se tratará entonces, del período comprendido entre el 1 de septiembre de 1967 y el 31 de agosto de 1968. Este recorte corresponde a la definición del año hidrológico utilizado frecuentemente por las áreas costeras del Ecuador, ya que los períodos de precipitaciones y escurrimientos mínimo corresponden al mínimo de temperatura del Océano Pacífico.

Podemos asociar quince años hidrológicos a los períodos precedentes y proponer una clasificación de los años en años Niño y no-Niño adaptado al estudio de los regímenes hidroluviométricos del Ecuador para los períodos de 1921 a 1938 y 1949 a 1994. (Tabla 4-6).

Años Niño de 1921 a 1938 y de 1949 a 1994	1926, 1931, 1932, 1951, 1953, 1957, 1958, 1965, 1966, 1969, 1972, 1973, 1976, 1983, 1987, 1992.
--	--

Tabla 4-6: Lista de los años que son considerados como años Niño según el método de identificación propuesto en el párrafo 4.2 para los períodos de 1921 a 1938 y 1949 a 1995.

Nuestra clasificación se diferencia de la *tendencia general* de los años Niño determinada en el capítulo 3 (Tabla 3-4), solamente por la omisión del año 1923. El período comprendido entre junio y agosto de 1923 presenta efectivamente una anomalía de TSM positiva del bloque Niño 1+2 pero ésta es solamente de 0.7°C y el valor absoluto de la TSM esta comprendida entre 21,7°C y 23,4°C (Fig. 4-8a).

4.3.3 Búsqueda de un índice global de intensidad de El Niño

Hemos querido cuantificar la intensidad de cada evento Niño. Francou y Pizarro (1985) determinaron clases de intensidad en función de la duración de la anomalía y del máximo de la TSM observada en varios puertos Peruanos. Estos dos parámetros son relacionados a las precipitaciones y a los escurrimientos en el Ecuador.

El primero es la duración de la anomalía de TSM. En efecto, de manera general los escurrimientos provocados por un total determinado de precipitaciones, serán más importantes si esta precipitación ha sido precedida de una secuencia de larga duración.

El segundo es la importancia de la anomalía de TSM. Para las temperaturas superiores a 23°C, un aumento de 1°C de la TSM provoca en la media un aumento de las precipitaciones de 90 mm (Fig. 4-9).

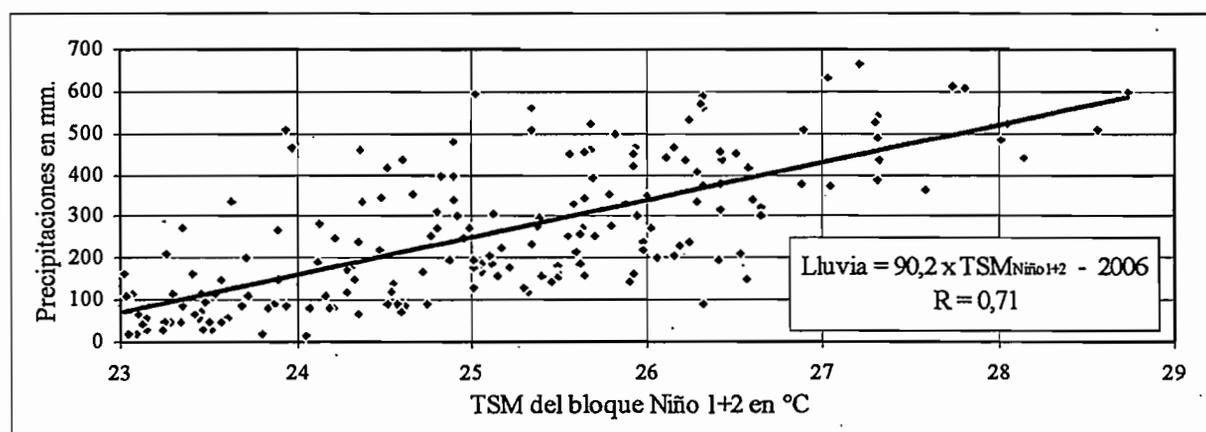


Fig. 4-9: Regresión lineal entre las precipitaciones de las áreas costeras cercanas a la cordillera y la TSM del bloque Niño 1+2 para el período 1964 a 1993, considerándose sólo los meses para los cuales la temperatura es superior a 23°C.

Para cada El Niño llamaremos «**anomalía**» de temperatura acumulada a la suma de las anomalías mensuales (en °C) de TSM observadas durante El Niño. Este valor puede ser propuesto como un índice global de intensidad del evento.

Sin anticipar el capítulo 8 en el cual se desarrollará una estimación más completa de las anomalías pluviométricas a partir de los índices de TSM y de viento, trataremos ahora de determinar un orden de grandeza del exceso pluviométrico provocadas por El Niño. Para esto, definiremos un «**índice de exceso pluviométrico**» como la sumatoria de las diferencias entre los valores estimados con la regresión de la Fig. 4-9 y las medias pluviométricas observadas normalmente en esos meses.

Niño	1966	1932	1931	1973	1976	1992	1951	1926
Anomalia acumulada en °C	3,3	3,4	4,0	4,4	4,9	7,1	7,9	8,6
Indice de influencia en mm.	113	300	177	219	337	610	466	562
Exceso pluviométrico real	296	-	-	383	143	667	-	-
Clase	débil	débil	débil	débil	débil	media	media	media
Niño	1969	1953	1987	1958	1972	1965	1957	1983
Indice de intensidad en °C	8,6	9,7	10,0	11,2	11,6	14,5	20,0	34,8
Indice de influencia en mm.	723	721	749	801	790	1057	1526	2550
Exceso pluviométrico real	36	-	573	-	416	917	-	2629
Clase	media	media	media	media	media	fuerte	fuerte	excep

Tabla 4-7: anomalía» de temperatura acumulada e indice de exceso pluviométrico de los El Niño de los periodos 1921-1938 y 1949-1994.

El cálculo de las anomalías de temperatura acumulada y de los índices de exceso pluviométrico para los quince eventos del periodo permite clasificar los El Niño en cuatro clases: los débiles, los medianos, los fuertes y los excepcionales (Tabla 4-7, Figs 4-10 y 4-11). La anomalía de temperatura acumulada y el índice de exceso pluviométrico son comprendidos entre 3° y 5° y 100 y 350 mm para los eventos débiles, entre 6° y 12°C y 400 y 750 mm para los medianos, entre 14° y 20°C y 1100 y 1500 mm para los fuertes, y de 34,5°C y 2400 mm para el evento de 1983 que constituye él sólo la clase de eventos excepcionales.

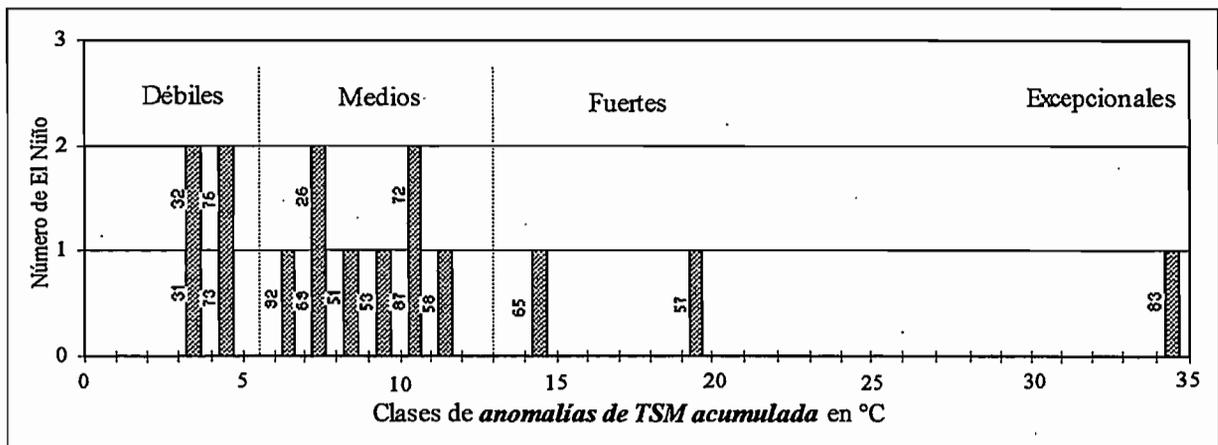


Fig. 4-10: Clases de anomalía de TSM acumulada de los El Niño en los periodos 1921-38 y 1949-94.

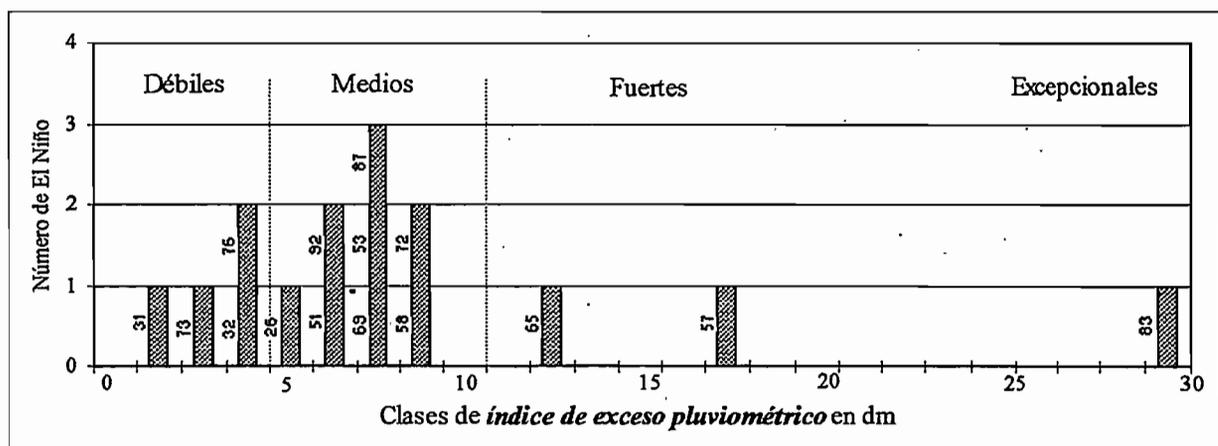


Fig. 4-11: Clases de índices de excesos pluviométricos de los El Niño en los periodos 1921-38 y 1949-94

4.4 ANTI-NIÑO Y PRECIPITACIONES

Los capítulos 2 y 3 indican que no existe situación real anti-Niño, consecuencia regional de una situación anti-ENSO, en el transcurso del cual el conjunto del Océano Pacífico es más frío que el normal, la gradiente de presión entre el Pacífico Este y Oeste más elevado y los Alisios son más intensos. Por lo tanto es difícil hablar de situación anti-Niño e identificamos los períodos de enfriamiento del Pacífico tropical llamados anti-Niño. Indicamos luego sumariamente que estos anti-Niño no corresponden a una situación pluviométrica deficitaria, opuesta a aquella de los años Niño.

4.4.1 Identificación de situación "anti-Niño"

Nos parece lógico identificar los anti-Niño con un método que utiliza criterios opuestos a aquella de identificación de los Niño. Consideramos por tanto que un anti-Niño corresponde a una secuencia de al menos tres meses consecutivos durante la cual la TSM mensual del bloque Niño 1+2 presenta una anomalía negativa superior a 1°C. Los enfriamientos que tienen lugar entre los meses de agosto y octubre no han sido mantenidos, ya que la TSM media de estos meses es inferior a 21°C (Tabla 4-2, §4.2.2). En el transcurso de estos meses de la estación seca, con un enfriamiento de más del 1°C, la TSM del bloque Niño 1+2 es inferior a 20°C, temperatura debajo de la cual las precipitaciones de las regiones relativamente húmedas (LLuvias promedias anuales ~ 1.000 mm) del litoral cercano a la cordillera de los Andes son inferiores a 40 mm (Fig 4-7, §4.2.2) y generalmente son nulas en las regiones más áridas cercanas al Océano. Trece años de los períodos 1921-38 y 1949-94 presentan un enfriamiento de más de un grado durante al menos tres meses consecutivos (Tabla 4-8 y Figuras 4-12).

Años	1922, 1924, 1933, 1934, 1935, 1936, 1937, 1938,
Anti Niño	1950, 1954, 1955, 1962, 1971.

Tabla 4-8: Lista de los años consideradas anti-Niño para los períodos 1921 a 1938 y 1949 a 1995.

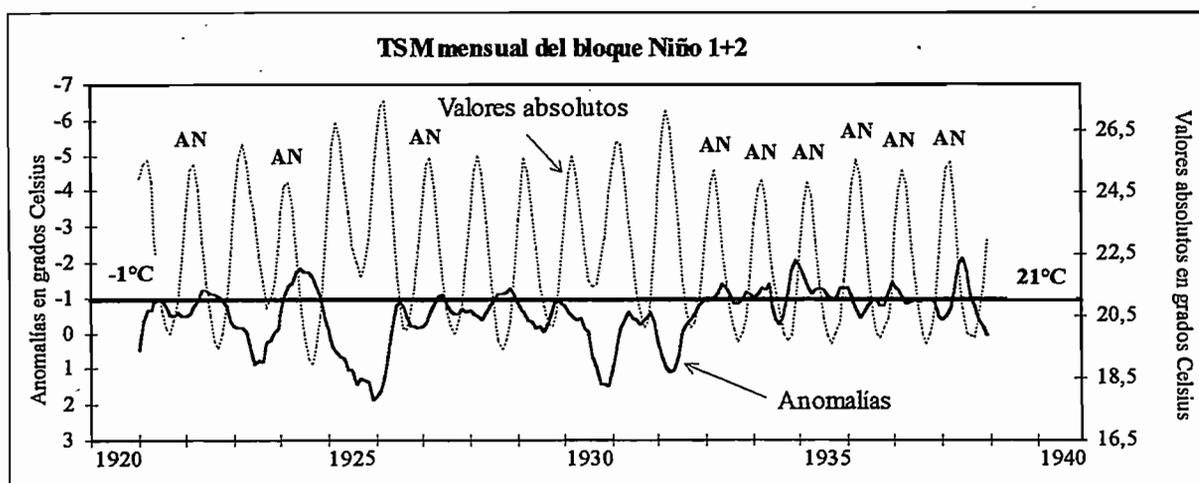


Fig 4-12a: Series de valores y anomalías de la TSM del bloque Niño 1+2 para el período 1920 a 1940, los períodos marcados AN corresponden a las situaciones Anti-Niño.

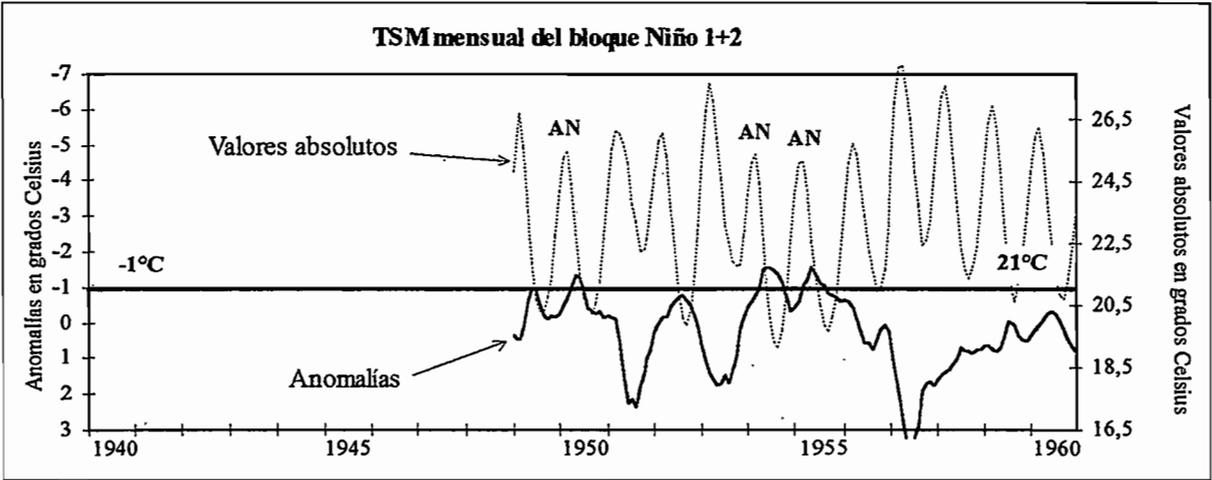


Fig 4-12b: Series de valores y anomalías de la TSM del bloque Niño 1+2 para el período 1940 a 1960, los periodos marcados AN corresponden a las situaciones Anti-Niño.

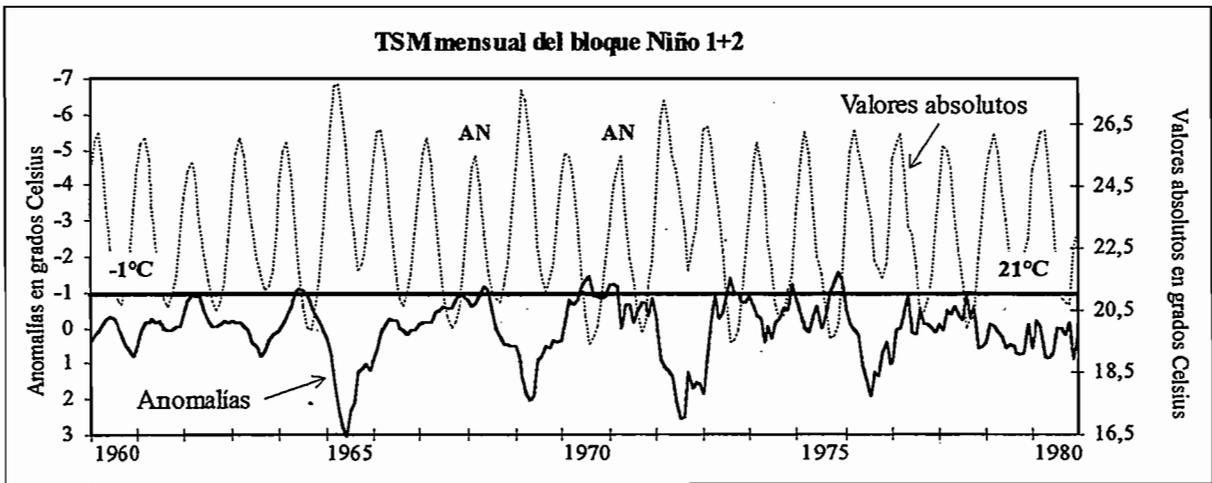


Fig 4-12c: Series de valores y anomalías de la TSM del bloque Niño 1+2 para el período 1960 a 1980, los periodos marcados AN corresponden a las situaciones Anti-Niño.

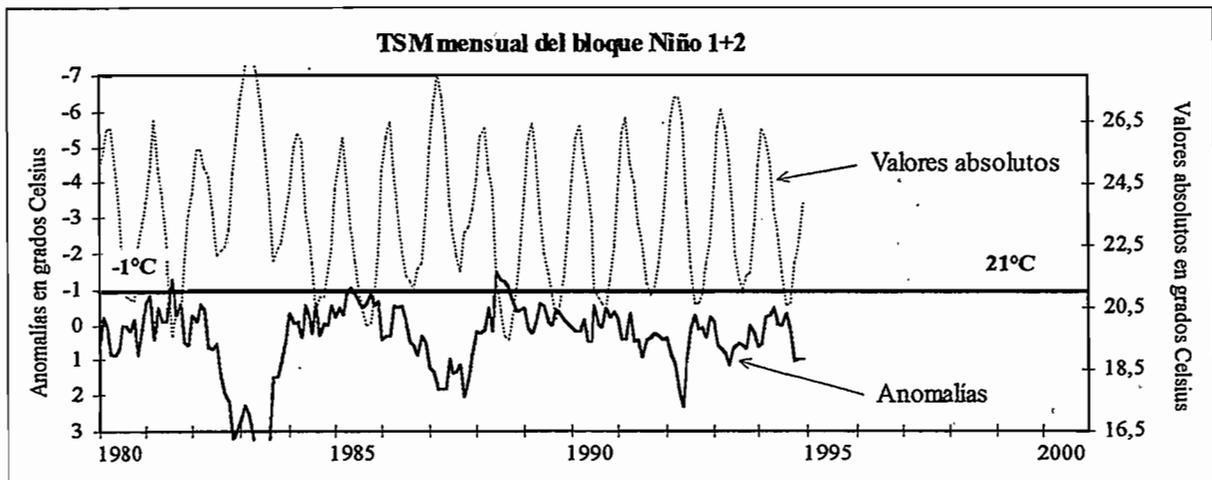


Fig 4-12d: Series de valores y anomalías de la TSM del bloque Niño 1+2 para el período 1980 a 1994, los periodos marcados AN corresponden a las situaciones Anti-Niño.

Podemos señalar la ausencia de anti-Niño entre 1972 y 1994, los enfriamientos más pronunciados de este período (1975 y 1988) han sido observados durante la estación seca. El enfriamiento continuo de más de seis años son considerados como anti-ENSO por varios autores que utilizaron las series de TSM del Pacífico central o el índice de presión SOI. Los otros cuatro años son considerados como normal por el conjunto de autores. El índice Ship 6 de TSM del Pacífico central (~160°w) y los índices (SOI, TSM y precipitaciones del Pacífico central) propuesto por Wright (1989) para el estudio de la oscilación austral presentan valores anuales (septiembre-agosto) promedios confirmando que se está en una situación anti-ENSO excepcionalmente larga inclusive si los años 1936 y 1937 corresponden a valores promedios de los índices (Fig 4-13).

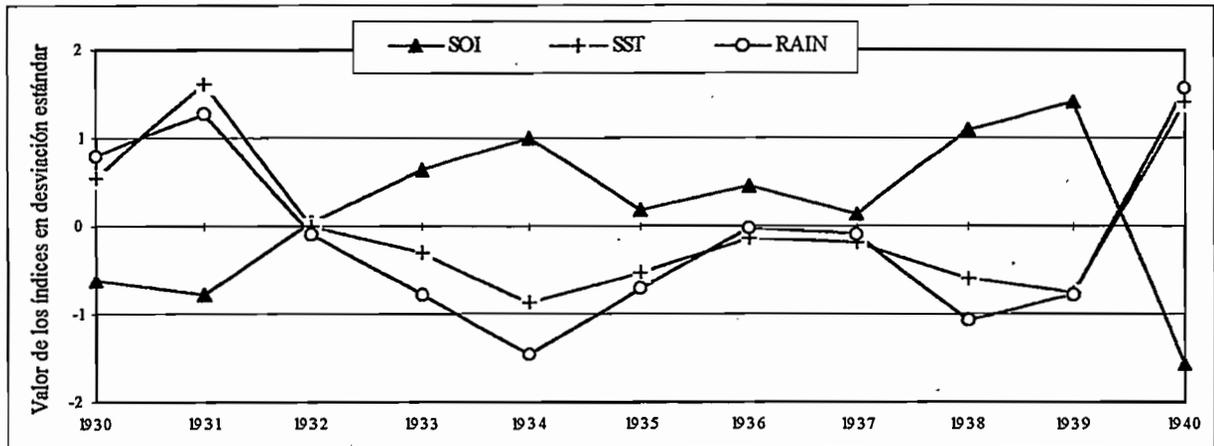


Fig 4-13: Series de valores y anomalías de la TSM del bloque Niño 1+2 para el período 1980 a 1994, los períodos marcados AN corresponden a las situaciones Anti-Niño.

4.4.2 Relación entre los anti-Niño y las precipitaciones

Con la finalidad de apreciar la relación entre el anti-Niño y las precipitaciones de las regiones costeras del Ecuador, comparamos las medias de las precipitaciones de los años anti-Niño, normales y Niño. Para estudiar el período más largo posible, utilizamos las series de seis estaciones pluviométricas de larga duración, cinco del litoral: Pichilingue (P006), Santo Domingo (P027), Isabel María (P036), Milagro (P037), Manta (P047), Guayaquil (P056) y uno de los valles interandinos: Ambato (P028) (Capítulo 5). Las series de estas estaciones por lo tanto se han dividido en tres muestras (Tabla 4-9).

Años Niño	1926, 31, 32, 51, 53, 57, 58, 65, 69, 72, 73, 76, 83, 87, 92
Años Normales	1921, 23, 25, 28, 29, 30, 49, 52, 56, 59, 60, 61, 63, 64, 66, 67, 70, 74, 75, 77, 78, 79, 80, 81, 82, 84, 85, 86, 88, 89, 90, 91, 93
Años Anti-Niño	1922, 24, 27, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 50, 54, 55, 62, 68, 71

Tabla 4-9: Años Niño, normales y anti-Niño de los períodos 1921-38 y 1949-1993

Las diferencias entre los promedios de los años Niño y normales son superiores al 50 % para las estaciones de la costa (Tabla 4-10), lo que concuerda con el análisis completo que presentaremos en el Capítulo 6. Mientras que los promedios de los años anti-Niño y normales no son significativamente diferentes, las desviaciones son inferiores al 15% y son positivas para ciertas estaciones y negativas para otras. El enfriamiento del Océano observado en los años Niño a lo largo del Ecuador, influye ciertamente los totales pluviométricos de las regiones costeras de ese país, tratando de reducirlas. Sin embargo, si las precipitaciones directamente correlacionadas al estado del océano son preponderantes en los años Niño, existe igualmente lluvias relacionadas a otros factores, como la actividad de la ZCIT, que representan sin duda alguna una parte mucho más importante de lluvias de los años anti-Niño y disfrazan así su influencia. Veremos en el Capítulo 8, que tomando en cuenta los índices de TSM pero también de viento nos permite explicar de manera satisfactoria las precipitaciones de las regiones costeras sin diferenciación de los años Niño, normales y anti-Niño.

Estación	P006	P027	P036	P037	P047	P056	P028
Diferencia Niño/normal	+61%	+49%	+67%	+77%	+179%	+86%	-2%
Diferencia anti-Niño/normal	-5%	+8%	+5%	+13%	-4%	-10%	+9%

Tabla 4-10: Diferencias entre los promedios de los años Niño y normales y de los años anti-Niño y normales de los períodos 1921-38 y 1949-1994.

4.5 CONCLUSION

Proponemos un método de selección de los Niño adaptado al estudio de las anomalías pluviométricas en el Ecuador. Consideraremos que un evento El Niño corresponde a una secuencia al menos de tres meses consecutivos durante la cual la TSM mensual del bloque Niño 1+2 ha sido superior a 23°C y presenta una anomalía positiva superior a un grado Celsius.

La duración y los valores límites de la TSM han sido determinados arbitrariamente por un cierto razonamiento discutible pero necesario y justificado por los autores y el buen sentido. La TSM del Océano Pacífico Oriental ha sido retenida para identificar los eventos, ya que es el índice que corresponde a las teorías propuestas por los oceanógrafos y especialistas de la atmósfera. Cuando se trata de explicar las precipitaciones de las áreas costeras del Ecuador veremos, que los vientos también tienen un papel importante como la TSM.

El método de identificación propuesto permite identificar 15 eventos para los períodos 1921-1938 y 1945-1994, esta clasificación está cerca de la *tendencia general* definida en el Capítulo 3. Para la mayoría de los autores, los años identificados como años Niño corresponden todos a años identificados como ENSO. Gracias a un índice calculado en función de la duración y la amplitud de las anomalías de TSM del Pacífico Oriental, proponemos una estimación de la intensidad y de la influencia de cada Niño.

REPUBLICA DEL ECUADOR
MINISTERIO DE ENERGIA Y MINAS



INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA
E HIDROLOGIA

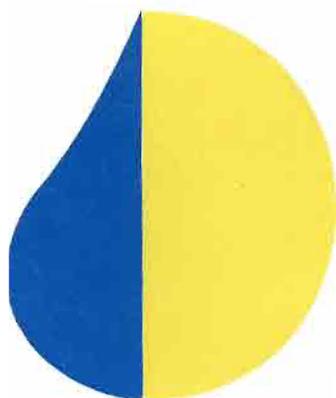


INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

**INFLUENCIA DE EL NIÑO SOBRE LOS
REGIMENES HIDRO-PLUVIOMETRICOS
DEL ECUADOR**

- Serie INSEQ N° 18 - Tomo II

Frédéric ROSSEL
Investigador del ORSTOM



inseq
**inundaciones y
sequias**

COOPERACION
FRANCO-ECUATORIANA



INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA
E HIDROLOGIA



INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

INFLUENCIA DE EL NIÑO SOBRE LOS REGIMENES HIDRO-PLUVIOMETRICOS DEL ECUADOR

- Serie INSEQ N° 18 - Tomo II

Frédéric ROSSEL
Investigador del ORSTOM

*Traducción, Revisión y Diagramación: Sra. Manuela Ortíz
Srta. Guadalupe Oñate
Ing. Carlos Lugo
Met. Antonio Rodriguez
Dr. Eric Cadier*



noviembre de 1997

TOMO I

CAPITULO 1: INTRODUCCION.....	1
CAPITULO 2: EL ENSO: FENOMENO ATMOSFERICO Y OCEANICO	4
CAPITULO 3: INDICES Y CLASIFICACIONES.....	29
CAPITULO 4: CARACTERIZACION ESPECIFICA DE EL NIÑO EN EL ECUADOR... 	50

TOMO II

CAPITULO 5: HOMOGENEIZACION Y REGIONALIZACION DE LA PLUVIOMETRIA ANUAL Y MENSUAL.....	1
CAPITULO 6: REGIONALIZACION DE LA INFLUENCIA DEL NIÑO EN LAS PRECIPITACIONES ANUALES.....	23
CAPITULO 7: ANOMALIAS PLUVIOMETRICAS DE LOS AÑOS NIÑO	43

TOMO III

CAPITULO 8: MODELOS EXPLICATIVOS DE LAS ANOMALIAS PLUVIOMETRICAS	1
CAPITULO 9: PREVISION DE LAS PRECIPITACIONES	35
CAPITULO 10: INFLUENCIA DEL NIÑO EN LAS LLUVIAS DIARIAS	56
CAPITULO 11: CONCLUSION GENERAL.....	66

INDICE

5. HOMOGENEIZACION Y REGIONALIZACION DE LA PLUVIOMETRIA ANUAL Y MENSUAL.....	1
5.1 RECOLECCION DE LOS DATOS PLUVIOMETRICOS	1
5.2 HOMOGENEIZACION DE LA PLUVIOMETRIA ANUAL Y MENSUAL.....	4
5.2.1 Homogeneización de una serie cronológica de precipitaciones anuales.....	4
5.2.2 Las fuentes de heterogeneidad y sus consecuencias.....	4
5.2.3 Selección del método de crítica de datos.....	6
5.2.3.1 Prueba de simple acumulación	6
5.2.3.2 Pruebas de doble acumulación	7
5.2.3.3 El vector regional	8
5.2.3.4 CLIMAN o MVR?	10
5.3 HOMOGENEIZACION.....	10
5.3.1 Realización de la homogeneización con CLIMAN	10
5.3.1.1 Reagrupamiento inicial de las estaciones	11
5.3.1.2 Detección de los cambios de pendiente	11
5.3.1.3 Detección de los períodos de datos erróneos.....	12
5.3.1.4 Análisis de los valores mensuales	12
5.3.1.5 Corrección de un error de probeta o de un cambio de sitio.....	13
5.3.2 Repartición de las estaciones en clases de calidad	14
5.4 REGIONALIZACION	15
5.4.1 Determinación de regiones pluviométricas homogéneas	15
5.4.2 Determinación de un índice pluviométrico por región	16
5.4.3 Extensión de las series en el período 1964-1993	17
5.5 RESULTADOS.....	17
5.5.1 Homogeneización de datos.....	18
5.5.2 Regionalización.....	20
5.5.3 Estaciones de larga duración.....	21
5.6 CONCLUSION.....	22

6. REGIONALIZACION DE LA INFLUENCIA DEL NIÑO EN LAS PRECIPITACIONES ANUALES	23
6.1 ELECCION DEL METODO DE REGIONALIZACION	23
6.2 EL EVENTO EXCEPCIONAL DE 1983	24
6.3 COINCIDENCIA ENTRE LOS AÑOS CON EXCEDENCIA PLUVIOMETRICA Y LOS AÑOS NIÑO.....	27
6.4 DIFERENCIA ENTRE LAS MEDIAS DE LAS PRECIPITACIONES DE LOS AÑOS NIÑO Y AÑOS NORMALES	29
6.5 CORRELACIONES LINEALES Y CLASIFICACION JERARQUICA DE LOS INDICES PLUVIOMETRICOS CON LA TSM DEL BLOQUE NIÑO 1+2	31
6.6 ANALISIS EN COMPONENTES PRINCIPALES DE LA PLUVIOMETRIA	33
6.6.1 ACP con los dieciocho índices pluviométricos	33
6.6.2 ACP con los índices pluviométricos de las zonas más influenciadas por el Niño	35
6.7 REGIONALIZACION DE LA INFLUENCIA DE EL NIÑO SOBRE LAS PRECIPITACIONES ANUALES	37
6.7.1 En Ecuador	37
6.7.2 En el Nor-oeste de América del Sur.....	40
6.8 CONCLUSION.....	42
7. ANOMALIAS PLUVIOMETRICAS DE LOS AÑOS NIÑO	43
7.1 FACTORES QUE CONDICIONAN LOS REGIMENES HIDROCLIMATICOS.....	43
7.2 CARACTERISTICAS MEDIAS DEL PERIODO 1964-1993	43
7.2.1 Medias anuales en condiciones normales.....	43
7.2.2 Variación mensual de la precipitación	45
7.2.3 Valores medios de la estación lluviosa (diciembre a mayo).....	47
7.3 CARACTERISTICAS DE LOS AÑOS NORMALES.....	48
7.4 CARACTERISTICAS DE LOS AÑOS NIÑO	50
7.4.1 El Niño canónico o Niño medio.....	50
7.4.2 El Niño de 1965	51
7.4.3 El Niño de 1969	52
7.4.4 El Niño de 1972	53
7.4.5 El Niño de 1973	54
7.4.6 El Niño de 1976	55
7.4.7 El Niño de 1983	56
7.4.8 El Niño de 1987	57
7.4.9 El Niño de 1992	58
7.5 CONCLUSION.....	59

5. HOMOGENEIZACION Y REGIONALIZACION DE LA PLUVIOMETRIA ANUAL Y MENSUAL

Para poder explicar y estimar las precipitaciones en función de El Niño, es necesario disponer de datos confiables. Hasta el momento los errores del banco de datos dificultaban la ejecución de estos estudios. Ha sido necesario entonces, en primer momento, completar y homogeneizar las series pluviométricas anuales y mensuales. Este trabajo se ha realizado gracias al método del vector regional, que permite seleccionar una muestra de estaciones que poseen series de calidad y duración satisfactorias.

Con el fin de reducir el volumen de la información, conservando una buena imagen de la variabilidad de la lluvia, delimitaremos zonas pluviométricas homogéneas al interior de las cuales las series pluviométricas son pseudo-proporcionales. Buscaremos luego, un índice representativo de la variabilidad de la lluvia de esas zonas. Estos índices podrán ser utilizados para el estudio de la distribución espacial de la influencia de El Niño en la pluviometría.

5.1 RECOLECCION DE LOS DATOS PLUVIOMETRICOS

En Ecuador, numerosas instituciones realizan observaciones pluviométricas e hidrológicas según procedimientos similares.

A nivel nacional, el Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMHI) dispone de una red de 340 estaciones meteorológicas (42 meteorológicas completas, 73 meteorológicas ordinarias y 225 pluviométricas). La Dirección de Aviación Civil (DAC) equipó también la mayoría de los aeropuertos del país con estaciones meteorológicas.

A nivel regional, varias instituciones han instalado en sus zonas de interés aparatos de medidas complementarias: El Instituto Nacional de Electrificación (INECEL) ha equipado las cuencas con sus proyectos hidroeléctricos; el Instituto Nacional de Recursos Hídricos (INERHI) ha completado la red de base por las estaciones útiles en la irrigación; la Comisión de Estudios para el Desarrollo de la Cuenca del río Guayas (CEDEGE) administra numerosas estaciones en diferentes proyectos de esta región que cubren gran parte de la zona costera. Podríamos completar esta lista con numerosos proyectos locales privados o públicos (plantaciones de caña de azúcar, bananeras, micro-centrales hidroeléctricas, universidades, etc.).

La falta de coordinación y estrategia para la implantación de esas redes hidrometeorológicas conducen a ciertas irregularidades: encontramos a veces dos estaciones meteorológicas de dos instituciones en la misma ciudad y a veces a menos de 50 m. de distancia, mientras que no se encontrará ninguna otra estación en 20 Kms.

Estos organismos, supuestamente, envían sus datos al INAMHI (ley constitutiva del INAMHI del 25 de mayo de 1979). Este Instituto está encargado de publicarlos bajo la forma de anuarios, conteniendo los valores mensuales y anuales del conjunto de las redes. Sin embargo, la falta de recursos financieros del INAMHI y la competencia entre instituciones hacen que toda la información no esté sistemáticamente centralizada en el INAMHI, o a veces con varios años de retraso, lo cual no permite un procesamiento adecuado de los datos.

Ante este problema, el proyecto FITADE (Funcionamiento de la irrigación tradicional en los Andes ecuatorianos, 1987 a 1994) de cooperación entre el INERHI y el ORSTOM ha organizado una colecta exhaustiva de la información meteorológica mensual (precipitaciones, temperatura, viento, humedad relativa, heliofanía, nebulosidad, evaporación en tanque, y una parte de la información hidrométrica). Este enorme trabajo ha conducido en la creación de un banco de datos hidro-climáticos mensuales del Ecuador llamado "BHIME" donde han sido almacenados los valores anteriores a 1990, (Le Goulven y al, 1992).

En el marco del Proyecto INSEQ, se ha completado esta base de datos para las cuencas de los ríos Guayas y Paute. Para estas dos cuencas las agencias regionales del INECCEL, del INERHI y de la DAC, han recuperado cierta cantidad de información que jamás había sido llevada al banco de datos central. Además, durante la inspección en el terrero de las estaciones de estas dos cuencas, se ha recuperado datos antiguos faltantes con ciertos observadores que habían conservado sus libretas originales de observaciones. Para terminar, se ha actualizado el banco de datos hasta diciembre de 1993 a partir de los anuarios meteorológicos 1990-1993 del INAMHI.

Los totales pluviométricos anuales utilizados han sido calculados en años hidrológicos, que comienza a finales de la estación seca, es decir desde el primero de septiembre para las regiones costeras. Para los sectores de la Sierra y de la cuenca amazónica estudiados, las variaciones estacionales son menos marcadas. Ellas presentan dos mínimos, el uno en agosto o septiembre y el otro en diciembre o enero. La diferencia entre los totales anuales considerando la delimitación del año al primero de septiembre o al primero de enero, es mínima. Hemos preferido utilizar el mismo período para todos los grupos, cuando hablamos del año 1975; se tratará del período comprendido entre el primero de septiembre de 1974 y el 31 de agosto de 1975. Este recorte corresponde al determinado por la serie de TSM del Océano Pacífico oriental del bloque Niño 1+2, realizado en el capítulo 4.

Hemos seleccionado en una primera etapa, solamente estaciones donde la duración de funcionamiento es superior a 20 años. Sin embargo, se utilizan las estaciones de más corta duración en ciertos sectores donde la densidad de estaciones es reducida. La figura 5-1 indica la localización de las 226 estaciones meteorológicas utilizadas; 164 para las regiones costeras donde hemos utilizado el máximo de estaciones y 62 para la vertiente amazónica y las cuatro regiones andinas seleccionadas. Ninguna serie de duración satisfactoria está disponible para las regiones más orientales del Ecuador.

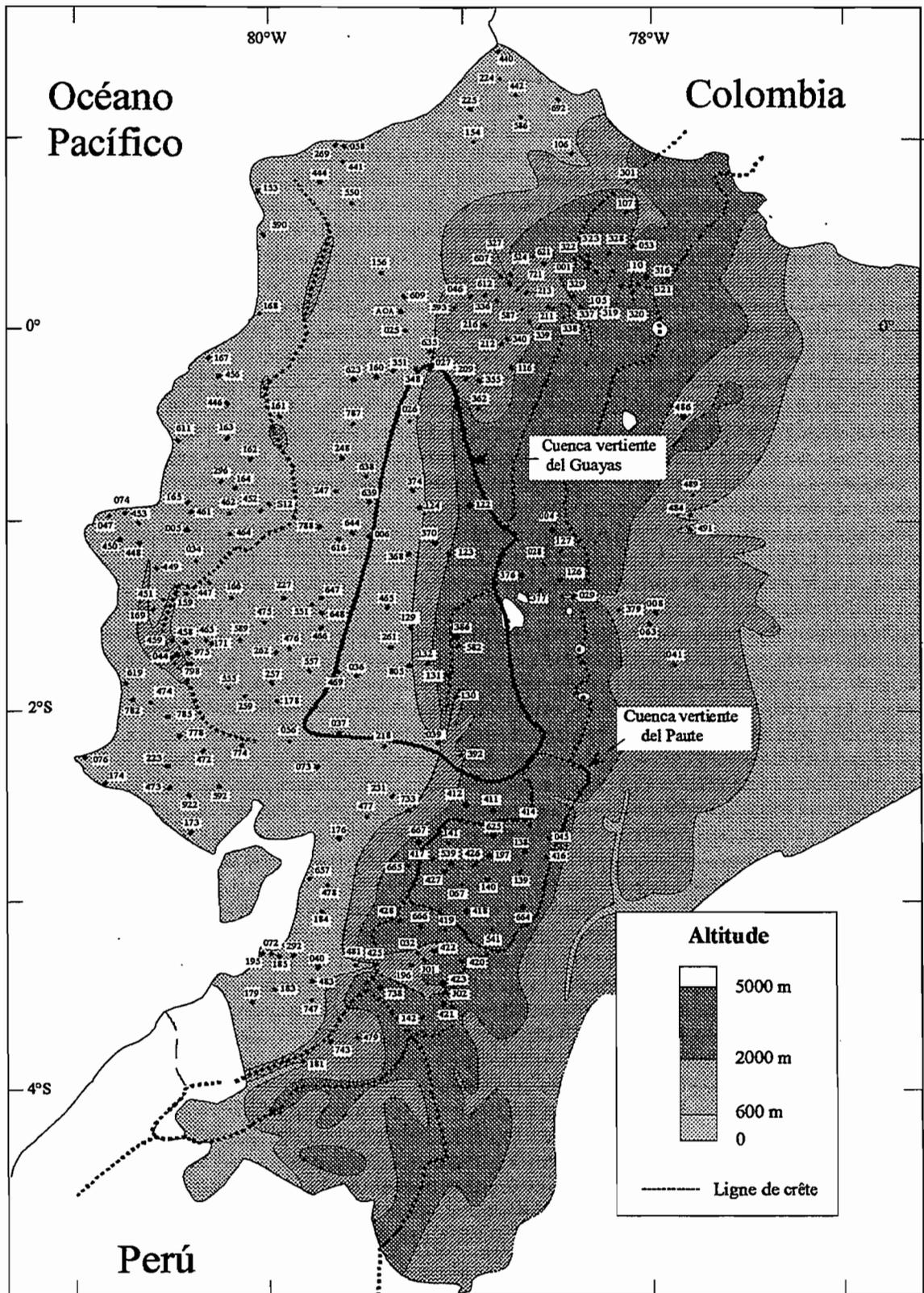


Fig. 5-1: Localización de las 226 estaciones meteorológicas utilizadas y los límites de las cuencas estudiadas en el marco del proyecto INSEQ.

5.2 HOMOGENEIZACION DE LA PLUVIOMETRIA ANUAL Y MENSUAL

La ausencia de un protocolo interinstitucional de medida única y muy a menudo la falta de medios financieros de las instituciones para asegurar el mantenimiento de sus redes, son el origen de errores sistemáticos u ocasionales. Algunas estaciones han sido desplazadas a veces varios kilómetros sin cambiar de nombre, su serie puede corresponder a dos poblaciones distintas. Las medidas son realizadas en milímetros, otros en pulgadas, ciertas con los pluviómetros de 200 cm², otros de 314 cm². La falta de mantenimiento de ciertas estaciones y la falta de pago a los observadores son a menudo el origen de datos erróneos o faltantes.

Esta constatación indica la necesidad de una depuración severa de los datos obtenidos que pueden ser eliminados cuando ellos difieren de la realidad, corregidos con precaución cuando la naturaleza sistemática de los errores detectados lo permitan o bien simplemente señalados cuando su valor parezca anormal, pero puede ser considerado como localmente posible. El conjunto de estas operaciones constituye la homogeneización de datos.

5.2.1 Homogeneización de una serie cronológica de precipitaciones anuales

Una serie de valores observados es de carácter aleatorio simple si todos sus valores son independientes y provienen de un tiraje de sorteo aleatorio entre una misma población estadística. El carácter aleatorio puede ser modificado, según Brunet-Moret (1979) por:

- **Efecto de persistencia:** los valores dependen de los antecedentes, pero la serie es estacionaria y sus parámetros de distribución no varían en el tiempo;
- **Efecto de tendencia:** la esperanza matemática de los valores observados varía en el tiempo
- **Efectos cíclicos o pseudo-cíclicos:** la esperanza matemática de un valor varía en el tiempo, pero el valor medio de las series suficientemente largas puede considerarse como estacionario;
- **Errores de observación y de medida:** éstos afectan a uno o a varios valores de la serie.

Una serie de totales anuales puede contener al mismo tiempo varios de estos tipos de efectos. Los tres primeros caracterizan la pluviometría del sitio y constituyen la organización interna de la serie **Solo los errores de observación y medida o errores sistemáticos afectan la homogeneidad de la serie.** La homogeneización consiste en detectar e identificar estos errores.

5.2.2 Las fuentes de heterogeneidad y sus consecuencias

Los problemas que se presentan en una red de observación pluviométrica son muy variados. Recordemos solamente los más frecuentemente encontrados en Ecuador:

- **Modificación del medio circundante o del sitio de medida**
 - * Por desplazamiento del instrumento: este es un caso frecuente y a menudo la estación conservará su nombre siguiendo los desplazamientos de su observador. Generalmente, estos desplazamientos son pequeños (del orden del kilómetro) pero en un país con tanto relieve, un desplazamiento de 500 m. puede modificar sensiblemente la exposición del instrumento o su altitud y provocar así grandes diferencias en la serie de observaciones.
 - * Por modificación del medio circundante: que puede ser brusco (construcción cercana) o progresivo (crecimiento de árboles cerca del instrumento).
 - * Por cambio de la altura del instrumento: la cantidad de agua recibida por el pluviómetro varía sensiblemente, sobre todo cuando el sitio está expuesto al viento (Brunel, 1986; Chevallier, 1986).

- **Errores debidos al aparato**

- * Modificación de la superficie receptora por construcción, cambio o deformación: si los pluviómetros comercializados tienen una superficie receptora constante y conocida, no es lo mismo para los totalizadores de fabricación artesanal.
- * Errores de calibración: un defecto de construcción o un error de calibración pueden producirse en el caso de los pluviógrafos.

- **Errores de medida**

- * A nivel de la probeta o de la regleta: la confusión de probeta es un caso típico. Anteriormente el sur del Ecuador estaba equipado de pluviómetros de 100 cm² con la probeta en vidrio correspondiente. Una vez rota ésta, el observador podía recibir una nueva en plástico, pero calibrada por un pluviómetro de 200 cm². En este caso, las medidas posteriores al cambio sobrestimaron en 50% la altura real de la lluvias. En Ecuador son utilizados los pluviómetros de superficie de 100, 200, 314 o 400 cm² y es muy frecuente que las medidas sean hechas con una probeta inapropiada. Este error, generalmente es detectado fácilmente, pero puede ser también confundido con un cambio de sitio, especialmente en las regiones montañosas donde existen fuertes gradientes de precipitaciones. Otro caso difícil de detectar se presenta cuando el observador dispone, por "seguridad", de dos probetas (evidentemente diferentes) y las utiliza alternadamente.
- * A nivel de registro: por falta de tinta, errores de datos, anotación errónea de las alturas medidas, errores de transcripción, etc.

- **Errores de transmisión**

- * Pérdida del correo o mal funcionamiento de los sistemas de transmisión (radio, teléfono etc)

- **Errores durante el archivo y la publicación**

Durante la recopilación y la transcripción de los datos brutos, pueden producirse errores de copia o de digitación y por tanto los anuarios publicados pueden contener estos errores (olvido de datos, errores de estaciones, etc.).

Según su naturaleza, los errores sistemáticos tienen consecuencias diferentes.

Una inversión de probeta es un caso muy frecuente y necesita generalmente pocos años para ser detectado si no hay utilización simultánea de varias probetas. Cuando se conoce la fecha del cambio, es posible reconstituir los totales anuales, mensuales y hasta diarios.

Un cambio en el medio circundante del pluviómetro se detecta si se dispone de largas series homogéneas antes y después del cambio. Mientras el cambio es más marcado, menos años serán necesarios para detectarlo. La experiencia indica que, en este caso, se puede corregir los totales anuales y mensuales para homogeneizar la serie pero es imposible corregir los datos diarios.

En el caso de desplazamientos frecuentes del instrumento o de otras causas producen el mismo efecto, las heterogeneidades no podrán ser detectadas y ninguna corrección podrá ser realizada.

5.2.3 Selección del método de crítica de datos

Estas numerosas fuentes de heterogeneidad indican la necesidad de un control riguroso de los datos pluviométricos. En general, un desplazamiento del pluviómetro coincide con un cambio de observador y la confusión de probetas se produce luego de una interrupción de las medidas (Le Goulven, 1988). Un buen seguimiento histórico indicando los cambios de sitio, de observadores, de aparatos de medida y del medio circundante, y una verificación frecuente de dimensiones del pluviómetro y de las probetas, permitiría resolver la mayoría de los problemas.

Desgraciadamente, si los inspectores conocen los detalles de la vida de una estación, éstos figuran raramente por escrito y la desaparición de las "personas que conocen", hace igual desaparecer la información. Una parte del historial puede ser reconstruida a partir de documentos originales enviados por los observadores o a partir de algunos informes de las misiones realizadas por los inspectores. Pero esto generalmente es insuficiente, de ahí la necesidad de efectuar pruebas de homogeneidad de los datos anuales y mensuales complementada por una verificación en el terreno

Existen numerosas pruebas estadísticas: pruebas de signos, de correlación serial de *Wald*, de *Wolfowitz* y *Anderson*, de puntos de fase, de correlación de rango de *Mann* y *Sperman*, de *Fisher-Yates*, etc. Estas pruebas solamente pueden demostrar el carácter aleatorio de una serie de variables independientes (Le Goulven y al, 1988), lo que implica la hipótesis de la inexistencia de una organización interna de la muestra observada. Desgraciadamente, la mayoría de las series pluviométricas anuales no tienen una organización interna.

Estas pruebas se concibieron para comparar una parte de la muestra con el resto, es necesario entonces, determinar con anterioridad el corte entre las series homogéneas. Variando las series de valores se podría encontrar la fecha más probable de la ruptura a condición de que ésta sea única. Pero en casos complejos de varias rupturas, estas pruebas no pueden hacer la diferencia entre los errores sistemáticos y una organización interna de la serie, pues no han sido elaborados para ello.

5.2.3.1 Prueba de simple acumulación

El principio es bastante simple. Consiste en colocar en la abcisa el número de años omitiendo los valores faltantes, y en las ordenadas la suma de X_i/X_m , donde X_i representa las precipitaciones anuales y X_m la pluviometría media de todos los años utilizados. En el caso de una serie cronológica de carácter aleatorio simple, el gráfico de simple acumulación oscilará alrededor de una recta pasando por el origen. Si la serie es afectada por uno o varios efectos enumerados anteriormente, el gráfico presentará uno o varios cambios de pendiente. El gráfico de simple acumulación permite encontrar todos los períodos durante los cuales la media ha sido perturbada.

Si las pruebas de simple acumulación son más eficaces que las otras pruebas estadísticas para la búsqueda de errores, éstas no aportan criterios verdaderamente objetivos en lo que concierne a la homogeneización de datos pluviométricos. A menudo es imposible distinguir con certeza a partir de una sola serie de datos los errores sistemáticos de un cambio de tendencia climática bien marcada. Felizmente, en el estudio de las precipitaciones, se dispone generalmente de varias estaciones situadas en una misma región.

5.2.3.2 Pruebas de doble acumulación

Suponemos la existencia de zonas climáticas en el interior de las cuales se dispone de varias estaciones cuyas series están vinculadas por coeficientes de correlación lineal significativamente positivos. Situadas en una misma zona climática, las estaciones son sometidas a los mismos efectos de persistencia, de tendencia, o pseudo-ciclos. Los coeficientes de variación son entonces, similares y los totales pluviométricos anuales son pseudo-proporcionales. Para un año i , las precipitaciones anuales X_i y Y_i de dos estaciones X y Y de la misma zona están unidas por la siguiente relación:

$$X_i/X_m = Y_i/Y_m + e_i$$

X_m y Y_m corresponden a las medias interanuales de dos estaciones. e_i es un término aleatorio independiente de X_i y de Y_i , cuya esperanza matemática es igual a cero y varianza es tanto más pequeña que el coeficiente de correlación lineal entre las dos estaciones es más fuerte.

El principio consiste en llevar en abscisa la suma de X_i/X_m , y en ordenada la suma de Y_i/Y_m . Cuando las estaciones están suficientemente próximas para pertenecer a una misma tendencia climática, la relación lineal existente entre las dos sumas acumuladas será independiente de eventuales fluctuaciones climáticas y únicamente alterada por factores aleatorios cuando los datos son homogéneos. En este caso, toda modificación de la pendiente del gráfico corresponderá a errores sistemáticos y el cambio de pendiente corresponderá a la variación de la media alterada.

Para utilizar este método, es necesario primero, determinar de manera empírica los grupos de estaciones que pertenecen a una misma zona climática. Para esto se necesita tomar en cuenta las distancias entre las estaciones, efectos del relieve, tipo de régimen de las lluvias, etc. El tamaño de una zona climática se restringe si se disminuye el intervalo de tiempo, o si se exige una pseudo-proporcionalidad más fuerte. Luego, al interior de los grupos se compara cada una de las estaciones con las otras, lo que significa que para un grupo de m estaciones, el número de doble acumulación alcanza $m(m-1)/2$, sea 45 doble acumulación para un grupo de diez estaciones (190 para 20, etc.)

La mejor manera de utilizar la doble acumulación es la de seleccionar, en una zona climática determinada, algunas estaciones que tengan largas series, donde se asegura la homogeneidad (que se la llama estación de base). Comparando las estaciones vecinas a estas estaciones de base efectuando las correcciones necesarias para cada cambio de pendiente, es posible determinar otras estaciones de base y avanzar así, verificando lentamente cada diagnóstico por comparación con todas las estaciones de base. Operando minuciosamente de esta manera, se puede lograr diagnósticos justos y generalmente confirmados en el terreno o por la historia de la estación. Esta metodología fue utilizada en numerosos países y numerosos hidrólogos han probado su eficacia.

Sin embargo, no siempre es posible encontrar desde el principio estaciones de base y en ese caso, la interferencia entre los errores provenientes de estaciones diferentes puede ocasionar dificultad en la selección de criterios de corrección realmente objetivos. Es también frecuente disponer de estaciones de base que tienen períodos de observación incompletas. Será, entonces interesante disponer de una variable de referencia o **vector regional** sin años incompletos, construido a partir de estaciones situadas en una misma zona climática. La simple comparación de una estación a este vector de referencia elaborado en condiciones óptimas, permitirá concluir, sin tener que pasar por toda una serie de deducciones que llevan rápidamente a confusiones cuando aumenta el número de estaciones a tratar.

5.2.3.3 El vector regional

- **Condiciones de elaboración**

La elaboración del vector deberá ajustarse a la hipótesis de pseudo-proporcionalidad de los totales anuales en un espacio dado y tomar en cuenta algunas consideraciones complementarias:

- * Su construcción no debe exigir hipótesis preliminares en la distribución de totales pluviométricos anuales.
- * Para un año determinado, el total anual de una sola estación no puede servir, *a priori*, de valor de referencia,
- * Se supone que en el conjunto de datos, existe un valor estimativo de la tendencia climática regional, más representativa que la información parcial de cada una de las estaciones.
- * La construcción del vector debe ser concebida de manera de que toda la información disponible sea utilizada sin que los datos erróneos tengan una influencia sensible en el resultado. Las estaciones con las duraciones de registros muy cortos (menos de 5 años) no serán eliminadas, pues sus datos pueden contribuir a la construcción de un componente anual del vector.

- **Análisis de la matriz de datos**

El conjunto de los totales anuales constituye una matriz **A** donde las columnas representan las estaciones y las filas los años. Los **m** datos obtenidos durante un año **i** representan las coordenadas de un vector (lluvia) anual en el espacio de las estaciones. Si la pseudo-proporcionalidad era estricta, los **n** vectores constituían un conjunto de vectores colineales y la matriz podía ser reemplazada por una matriz degenerada. En realidad, los datos reales no siguen este modelo teórico ya que cada estación tiene fluctuaciones aleatorias, la matriz de datos **A** puede ser considerada igual a la suma de dos matrices: $A = B + E$, **B** representa la información teórica buscada y **E** las perturbaciones aleatorias.

- **Construcción de un vector por la media aritmética**

Una de las posibilidades es calcular para cada año un elemento del vector utilizando la media aritmética de todos los totales observados en el transcurso de este año. En caso de homogeneidad previa de todos los datos y de distribución normal, esta media corresponde efectivamente a un parámetro de tendencia central. Pero, las variables se alejan a menudo de una distribución normal sea a causa del número reducido de datos, lo que da lugar a las distribuciones asimétricas; sea por la existencia de series cronológicas heterogéneas regidas por distribuciones plurimodales; sea por la presencia de valores extremos que alteran el cálculo de la media (contaminación de la media por los valores extremos).

- **El vector Hiez**

Una buena estimación del valor central es el valor modal, pero no existe método simple para su cálculo. En el caso de numerosos datos, podríamos agruparlos por clases y tomar como valor modal el punto central de la clase de más grande frecuencia. Si esto no es el caso, será difícil encontrar los valores modales. Hiez (1977) elaboró un método original de tratamiento filas-columnas de la matriz de datos. La rapidez de convergencia del algoritmo depende de la calidad de los datos. La ausencia de valores no influye en el tratamiento a condición de tener por lo menos tres valores por fila y por columna, pero la estimación del vector será mejor si los datos son numerosos.

Un vez construido el vector, las estaciones son comparadas con el vector por doble acumulación, esta comparación no está hecha en los valores medios pero si en los valores más frecuentes. El paquete MVR (Método del Vector Regional, Cochonneau y al, 1992) editado por el ORSTOM permite la utilización automática de este método. El análisis de la totalidad de la pluviometría del Brasil ha demostrado que MVR es un instrumento poderoso.

Si embargo su utilización es imposible en las Galápagos (islas ecuatorianas situadas alrededor de 1000 Km. Al oeste del continente al nivel del Ecuador) donde las precipitaciones son generalmente muy débiles y puntualmente fuertes durante los años Niño (Le Goulven, 1992). En el caso de una distribución plurimodal, el algoritmo puede conducir a un ajuste en uno o en otro de los modos.

• El vector de índices anuales de precipitación

Brunet-Moret (1979) consideró que una zona climática puede estar representada por un vector cuya esperanza matemática es igual a 1. La ecuación $A = B + E$ se puede escribir:

$$X_{ij}/X_{mj} = Z_i + e_{ij}$$

donde X_{ij} es el total anual de la estación j para el año i

X_{mj} es la media de las X_{ij}

Z_i es el componente del vector del año i

e_{ij} es la fluctuación aleatoria del año i de la estación j , la esperanza matemática de e_j es igual a 0.

La matriz A (n, m) se compone de las precipitaciones de m estaciones durante n años, es en la mayoría de los casos incompleta. Con el fin de determinar cada X_{mj} y Z_i , el algoritmo de cálculo consiste en minimizar la ecuación:

$$\sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n \left(X_{ij}/X_j - Z_i \right)^2$$

Si existe p estaciones observadas en el año i , derivando por Z_i se obtiene n ecuaciones:

$$Z_i = \frac{1}{p} \sum_{j=1}^p X_{ij}/X_j$$

Reemplazando en la fórmula los valores de Z_i así calculados y derivando por $1/X_{mj}$, se obtiene un sistema de m ecuaciones con m incógnitas en $1/X_{mj}$. La solución del sistema permite encontrar X_{mj} y los diferentes componentes de Z_j . Este método (Brunet-Moret, 1979), del cual acabamos de mencionar el principio, permite dar el mismo peso a los diferentes valores observados. Se supone que para cada año y en cada estación los valores falsos son minoritarios. Una primera iteración con los elementos originales de A , da una primera serie de valores. Si un elemento X_{ij}/X_{mj} está fuera de un intervalo dado, X_{ij} es reemplazado por $X_{mj} \cdot Z_i$. Las iteraciones sucesivas permiten rápidamente eliminar estos valores absurdos. Los límites del intervalo dependen de la varianza de e . Después de varios ensayos en el corredor interandino y en la costa del Ecuador, Le Goulven y al (1988) decidieron tomar 0,7 y 1,5 como valores delimitando el intervalo de comparación. Estas cantidades son similares a $2/\pi$ y a $\pi/2$, valores debido a los errores más frecuentes entre las probetas y los pluviómetros.

Para un grupo homogéneo, podemos considerar que el valor Z_i que toma el vector cada año es igual a la media de las anomalías del conjunto de las estaciones del grupo de aquel año. El vector tiene por definición una media igual a uno para todo el período. Un valor anual del vector de 1,2 significará que se lo ha observado en media de las precipitaciones excedentarias del 20% en el conjunto de los pluviómetros de aquel año.

En el marco del proyecto FITADE, los autores deseando disponer de datos confiables para varios valles interandinos ecuatorianos han empleado este método. Ellos en esta ocasión han creado un paquete de análisis de datos climáticos mensuales llamado **CLIMAN** (Le Goulven y Alemán, 1990), que permite el empleo de este método de manera automática.

5.2.3.4 CLIMAN o MVR?

El vector regional de Hiez (MVR) presenta la ventaja de basarse en una estimación precisa del valor modal, lo que le vuelve independiente de los errores sistemáticos si estos representan solamente una minoría. Se puede entonces, en un solo paso descubrir las anomalías y calcular los coeficientes de pendiente correspondiente a una confusión de probeta, cambio de localización, etc

El vector del índice anual de precipitación (CLIMAN) busca el valor más probable por un algoritmo más simple, pero el no es enteramente insensible a la presencia de errores sistemáticos lo que implica 2 o 3 iteraciones antes de llegar a una estimación correcta del vector regional. Hemos escogido utilizar el segundo método por las siguientes razones:

1. CLIMAN permite el procesamiento de datos a nivel mensual, lo que no es el caso de MVR.
2. La seguridad del algoritmo de cálculo de CLIMAN permite tratar las series extremadamente variables que se observan en el Ecuador. La pluviometría de las islas Galápagos que representa un caso extremo de la variabilidad interanual, ha podido ser homogeneizada con CLIMAN, mientras que ha sido imposible con MVR, (Le Goulven, 1993).
3. CLIMAN ha sido utilizado con éxito para la homogeneización de los totales pluviométricos de tres regiones de los valles interandinos correspondientes a las cuencas de los ríos Mira, Guayllabamba y Pastaza. Ha permitido la regionalización definitiva de la pluviometría para el Mira (Le Goulven y Alemán, 1992) y preliminar para las otras.
4. En fin, P. Le Goulven y M. Alemán estando presentes en Quito, nos hemos podido beneficiar de la experiencia obtenida por estos autores en condiciones de utilización similares a las nuestras y utilizar directamente sus bases de datos.

5.3 HOMOGENEIZACION

5.3.1 Realización de la homogeneización con CLIMAN

CLIMAN permite, detectar, después corregir o suprimir los errores sistemáticos de las series estudiadas para cada zona. Antes de detallar las etapas a seguir para la crítica de los datos, definiremos la relación anual (RAN) de la anomalía de una estación a aquella del vector regional por la siguiente expresión: $RAN = (X_i/X_m)/Z_i$, o X_i es el total anual de la estación X para el año i, X_m es la media de las X_i en el período de funcionamiento de la estación X y Z_i es el componente del vector para el año i.

5.3.1.1 Reagrupamiento inicial de las estaciones

Los límites iniciales de las zonas han sido determinadas en función del relieve y de los estudios anteriores del clima del Ecuador (Pourrut, 1994; Nouvelot y al, 1994). La extensión geográfica de estas zonas iniciales debe ser lo más reducida posible a fin de estar seguros que todas las estaciones consideradas son parte de una misma región climática.

Una primera utilización de CLIMAN al intervalo de tiempo anual, con una tolerancia de 0,25 (que significa que $0,75 < \text{RAN} < 1,25$) permite excluir las estaciones que tienen un coeficiente de correlación con el vector regional débil y donde el gráfico de los RAN tiene muy fuerte dispersión. En efecto, si numerosos años aparecen fuera del umbral de tolerancia de 0,25, consideramos que la estación no es parte del grupo. Esta tolerancia es escogida en función del coeficiente de variación medio de las estaciones del grupo. El caso de la estación 161 de Flavio Alfaro con el grupo "Santo Domingo" ilustra esto (Fig. 5-2). Esta primera operación permite precisar el grupo inicial y retener efectivamente las estaciones de la misma región climática.

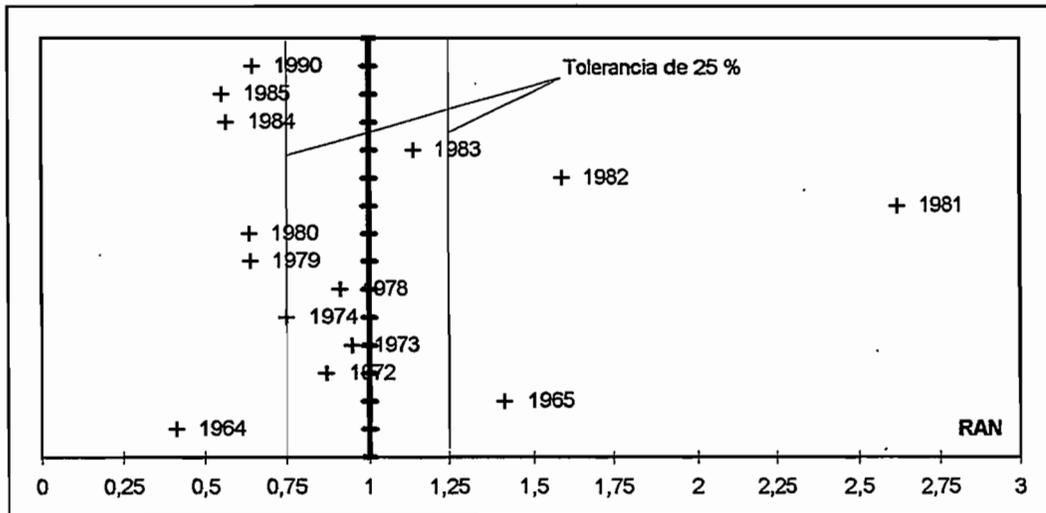


Fig. 5-2: Gráfico del RAN de la estación 161 de Flavio Alfaro con el grupo "Santo Domingo". Esta estación no pertenece al grupo, pues su coeficiente de correlación con el vector es débil y numerosos años están fuera de la tolerancia del 25%.

5.3.1.2 Detección de los cambios de pendiente

Una vez precisado el grupo al cual se puede añadir algunas estaciones, una segunda utilización de CLIMAN al intervalo de tiempo anual, con la misma tolerancia de 0,25 permite identificar los períodos de las estaciones que corresponden a cambios de sitio o de errores de los instrumentos hidro-meteorológicos. En este caso, la representación gráfica de la doble acumulación estación/vector presenta varias pendientes correspondiendo a cada período. El ejemplo de la estación 418 de Cumbe en los alrededores de Cuenca es particularmente elocuente (Fig. 5-3). Estas series están por el instante fraccionadas en partes, su corrección si ésta es posible no se hará sino después de la determinación de los años dudosos u erróneos.

5.3.1.3 Detección de los períodos de datos erróneos

Este segundo paso permite además, determinar los períodos con datos erróneos. El caso de la estación 451 de El Anegado ilustra muy bien esto. Los años 1987 a 1990 presentan valores de RAN superiores a 1,5, por lo tanto anomalías superiores de 50% a la media de las anomalías de las estaciones del grupo. Luego de la consulta de los datos de base y de los técnicos del INAMHI que realizan el mantenimiento de las estaciones meteorológicas, informan que el observador de este período se inventaba las lecturas. El obtenía así un régimen interanual de tipo amazónico diferente al clima de esta región costera de estación seca muy marcada de cuatro a cinco meses. Los totales anuales así generados eran evidentemente superiores a la normal, este período entonces, ha sido suprimido.

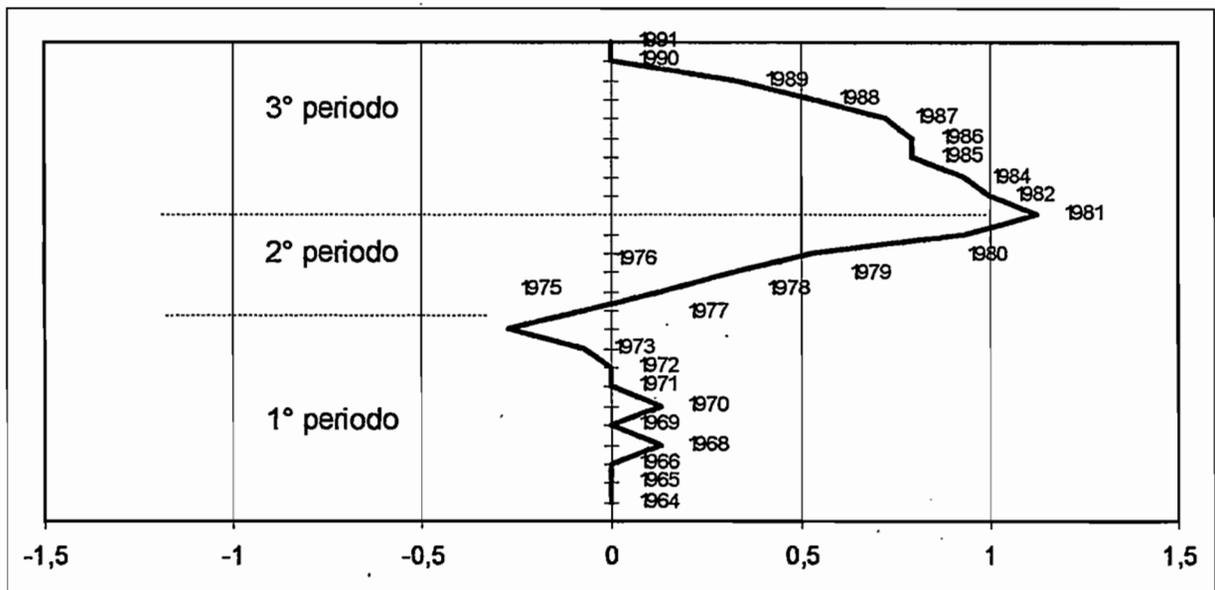


Fig. 5-3: Puesta en evidencia de un error sistemático. El segundo período de la estación 418 de Cumbe tiene una pendiente diferente del primero y del tercero.

5.3.1.4 Análisis de los valores mensuales

Luego de la supresión de los períodos de datos erróneos y la división de las series de ciertas estaciones, hemos ejecutado un tercer paso al intervalo de tiempo anual del programa con la misma tolerancia de 0,25. Esto, con el fin de identificar los años aislados que presentan una anomalía que difiere en más del 25% de aquella del vector regional. Hemos realizado enseguida un paso al intervalo de tiempo mensual con la misma tolerancia. Hemos examinado a nivel mensual los años anormales identificados a nivel anual. La comparación de los valores de los RAN permite identificar el o los meses que provocan la anomalía detectada a nivel anual. Para todos estos meses. Se ha recalculado los totales a partir de las libretas de lectura diaria. Este trabajo permitió recuperar más del 40% de los meses "erróneos". En efecto, hemos encontrado errores de digitación de los valores diarios que arrastraban diferencias significativas a los niveles mensual y anual. Para el 60% restante de meses dudosos, no hemos podido detectar error de digitación. Entonces, hemos tratado estos meses en función del contexto. Los casos más frecuentemente encontrados son los siguientes:

1. La diferencia detectada a nivel anual se observa en varios meses, por tanto, hemos supuesto que la anomalía es debida a un fenómeno climático local que se produjo solamente ese año. Los valores de esos meses son entonces, considerados como exactos.
2. La anomalía está limitada a un sólo mes, la estación es parte de un grupo homogéneo, y ninguna otra estación del grupo presenta anomalía del mismo signo. El valor de ese mes es considerado erróneo y ha sido eliminado de la serie de la estación.
3. La anomalía está limitada a un solo mes, la estación no es parte de un grupo muy homogéneo pero existe otra estación cercana. Si el valor del mes de la segunda estación está en concordancia con el vector regional, el valor del mes de la primera estación es considerado erróneo y ha sido eliminado de la serie. Por el contrario, si el valor del mes de la segunda estación confirma la anomalía, entonces la anomalía corresponde supuestamente a un fenómeno climático local y el valor del mes de la primera estación ha sido conservado.
4. La anomalía está limitada a un solo mes, la estación no forma parte de un grupo muy homogéneo y no existe otra estación cercana. El valor es dudoso pero conservado en la serie de la estación.
5. Estas decisiones dependerán también de la importancia del error, un valor de 1,26 veces el vector podrá ser conservado, mientras que uno que alcanza 5 o 6 veces será eliminado.

5.3.1.5 Corrección de un error de probeta o de un cambio de sitio

Retomemos el caso de la estación Cumbe (Fig. 5-3), observamos tres períodos. La relación entre las medias anuales de la estación y del vector es de 0,715 para el períodos 1964-1976, de 0,468 para 1977-1982, para volver a 0,734 de 1983 a 1991. Una relación de 1,53 entre los dos primeros períodos y de 1,57 entre los dos últimos. Esto corresponde probablemente a la utilización de una probeta prevista para un pluviómetro de 314 cm² con un pluviómetro de 200 cm² ($314/200 = 1,57$). Para determinar el período(s) erróneo(s), algunos métodos son utilizables:

1. El cambio de equipo o de sitio es mencionado en el historial de la estación en una fecha compatible con el cambio de pendiente. El origen del error es así confirmado y puede ser corregido.
2. La determinación del período supuestamente correcto puede también ser hecho por verificación en el campo. Los observadores tienen generalmente una buena memoria de los cambios de sitio o del instrumento ocurridos en su estación.
3. La determinación puede, en fin, ser hecha por comparación de las medias de los diferentes períodos con las medias de las estaciones vecinas de los períodos correspondientes. En el caso de variaciones importantes, esta identificación es relativamente fácil, pero si la relación entre los períodos es débil, ésta puede ser difícil.

Cuando una corrección de este tipo ha debido ser realizada, retendremos solamente las estaciones para las cuales el cambio de equipo o de sitio es mencionado por el historial, o ha sido confirmado por el observador de la estación. Durante la crítica de las series de las estaciones de las cuencas de los ríos Guayas y Paute en el marco del proyecto INSEQ y del río Mira en el marco del proyecto FITADE (Le Goulven y al, 1988), la mayoría de las anomalías detectadas con CLIMAN han sido confirmadas por los observadores.

En el caso de la estación de Cumbe, la comparación con las medias de estaciones vecinas ha permitido determinar que es durante el período central que la confusión de probeta ha sido hecha. El observador ha confirmado que el pluviómetro era diferente hace una veintena de años.

Y, durante nuestra inspección a la estación en junio de 1994, las medidas estaban correctamente realizadas con un pluviómetro de 200 cm² con la probeta correspondiente. Después de haber corregido el período erróneo (CLIMAN ofrece la posibilidad de multiplicar la pluviometría de un período por un coeficiente dado) y reagrupados los tres períodos se obtiene una serie homogénea que se traduce por una sola recta en el gráfico de la doble acumulación (Fig. 5-4).

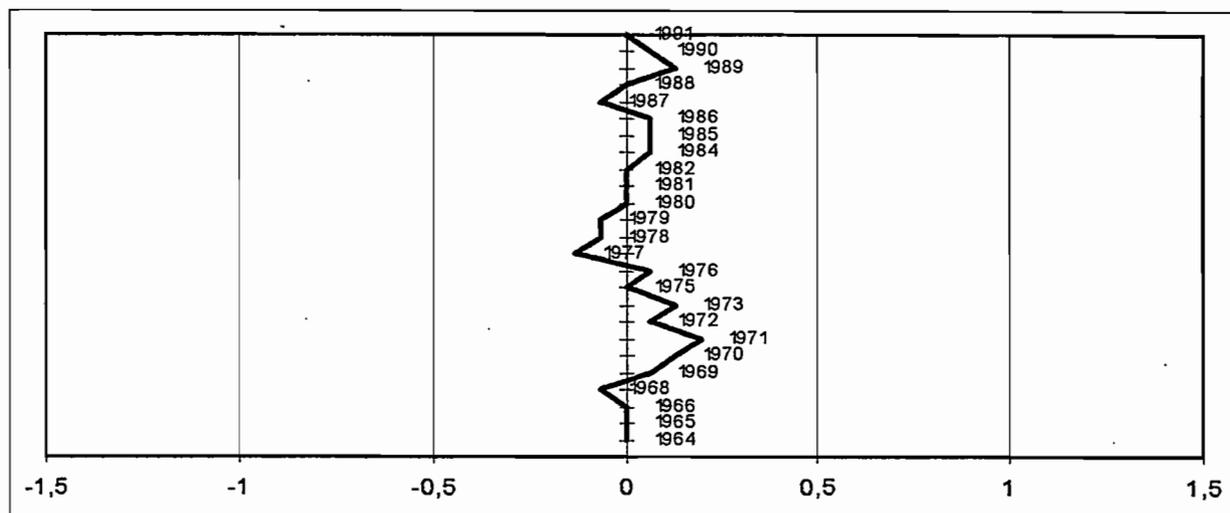


Fig. 5-4: Después de la corrección del período central, el gráfico de doble acumulación de la estación 418 de Cumbe con el vector regional presenta una sola pendiente.

Podemos entonces, concluir que esta estación estaba probablemente equipada con un pluviómetro de 314 cm² en su período de funcionamiento inicial (1964-1975). Que el aparato de 314 cm² fue reemplazado por uno de 200 cm² entre 1975 y 1976. Pero que las lecturas fueron realizadas con la probeta del antiguo pluviómetro hasta 1981, fecha a partir de la cual nuevas medidas fueron realizadas correctamente con una probeta adecuada.

Para más detalle en la determinación de estos errores sistemáticos de medida y en la interpretación de parámetros dados por CLIMAN, invitamos al lector a consultar la bibliografía citada (Le Goulven, 1988; Le Goulven y al, 1988; Le Goulven y Alemán, 1991).

5.3.2 Repartición de las estaciones en clases de calidad

Todas estas operaciones pueden acarrear la exclusión de estaciones, la corrección por un factor multiplicativo de ciertos períodos y la supresión de años-estaciones. Hemos clasificado las estaciones de un grupo en cuatro niveles de calidad según los siguientes criterios:

1. La dispersión del gráfico final de los RAN
2. El número de años que ha sido necesario separar de la crónica de la estación para que se integre al grupo.
3. La duración del registro de la estación.
4. La necesidad de corregir un período de la estación por un coeficiente multiplicador.

Estos criterios nos han permitido repartir las series de las estaciones pluviométricas en cinco clases de calidad:

1. **Muy buena:** La duración del registro es superior a veinte años, la dispersión del gráfico final de los RAN es débil, no se detectó error en los datos y el número de años que han sido necesarios eliminar es inferior a tres.
2. **Buena:** sea de calidad equivalente a "muy buena", pero de duración más reducida, o sea de duración larga, pero por la cual una corrección confirmada por el historial de la estación ha debido ser realizada.
3. **Corta:** de calidad equivalente a "muy buena", pero de duración inferior a diez años.
4. **Mediana:** sea una corrección de datos debió ser realizada, pero no ha podido ser confirmada por el historial de la estación o por el observador, o sea que tres o cuatro años contienen valores dudosos.
5. **Mala:** la estación está situada en un grupo homogéneo y numerosos años difieren en más del 25% con el vector regional.

Ciertas estaciones han podido ser incorporadas a un grupo solamente eliminando numerosos años; esos años evidentemente no deben ser considerados como erróneos ya que la estación probablemente no es parte del grupo. Podemos solamente decir que estas estaciones están en una zona de **transición** entre un grupo bien definido y otra región donde la información es insuficiente. Otras estaciones no pertenecen a ningún grupo, lo que indica la muy débil densidad de la red pluviométrica.

5.4 REGIONALIZACION

Uno de nuestros objetivos es regionalizar la influencia de El Niño en las precipitaciones. Para eso hemos buscado identificar las zonas donde la pluviometría puede ser considerada homogénea, utilizando los datos corregidos durante la etapa precedente.

5.4.1 Determinación de regiones pluviométricas homogéneas

Hemos analizado diferentes métodos utilizados para definir regiones que podrían ser representadas por un índice único representativo de la variabilidad pluviométrica de la región. Schonher y Nicholson (1989) utilizaron las regiones pluviométricas de California (U.S.A.) determinadas por la NOAA *"subjétivamente en la base de la pluviometría media anual, de la distribución mensual de las lluvias, y de consideraciones geográficas y topográficas"*. Este principio de determinación de las regiones ha sido aplicado en Ecuador (Nouvelot y al, 1994), permitiendo dividir el país en seis regiones pluviométricas. Este método no toma en cuenta la evolución interanual de la pluviometría como criterio de diferenciación, parámetro que parece ser uno de los elementos esenciales para el estudio de la influencia de un fenómeno climático de la amplitud del ENSO.

Hemos definido estas regiones utilizando el principio del vector regional y el paquete CLIMAN expuesto precedentemente. Su utilización se revela muy eficaz para la regionalización de la pluviometría de varias cuencas interandinas del Ecuador (Le Goulven y Alemán, 1992; Alemán, 1994). En el momento de la homogeneización de los datos, hemos definido las regiones, al interior de las cuales las series anuales y mensuales de las estaciones pluviométricas son pseudo-proporcionales. Para determinar la extensión máxima de estas regiones, hemos comparado una a una las estaciones de los otros grupos cercanos con el vector regional. Si el coeficiente de correlación entre la estación y el vector es superior a 0,9 y si el gráfico de los RAN tiene una dispersión débil, la estación es parte del grupo y podemos ampliar la región pluviométrica homogénea. En caso contrario uno de los límites de la región ha sido determinado.

Ciertos límites pueden estar bien definidos, cuando el número de estaciones es suficientemente importante para distinguir dos regiones, o cuando existe un accidente geográfico, generalmente un relieve, que constituye una barrera física entre dos regiones climáticas distintas. En otro caso los límites están mal definidos, cuando el número de estaciones es insuficiente y que no existe relieve. Hemos delimitado las regiones de las zonas bien definidas. Es necesario diferenciar el grupo homogéneo, de espacio homogéneo. El primero es el conjunto de estaciones donde las series son pseudo-proporcionales, CLIMAN permite definir estos grupo. Los límites del espacio homogéneo están determinados por el hidrólogo y el meteorólogo en función del análisis hecho con CLIMAN, del relieve, de los vientos dominantes, etc.

5.4.2 Determinación de un índice pluviométrico por región

La mayoría de autores utilizan los totales pluviométricos mensuales o anuales de cada estación y lo haremos para el estudio de una región dada. Antes, deseamos utilizar un índice regional de pluviometría a fin de reducir el número de variables a tratar. Schonher y Nicholson (1989) utilizaron la media de la pluviometría de las regiones. Este índice es difícil utilizar para representar las regiones que hemos delimitado en Ecuador, pues ciertas regiones reagrupan estaciones donde los totales anuales son muy diferentes. El grupo de Esmeraldas por ejemplo, comprende estaciones donde las precipitaciones medias anuales pueden variar entre 700 y 2400 mm.

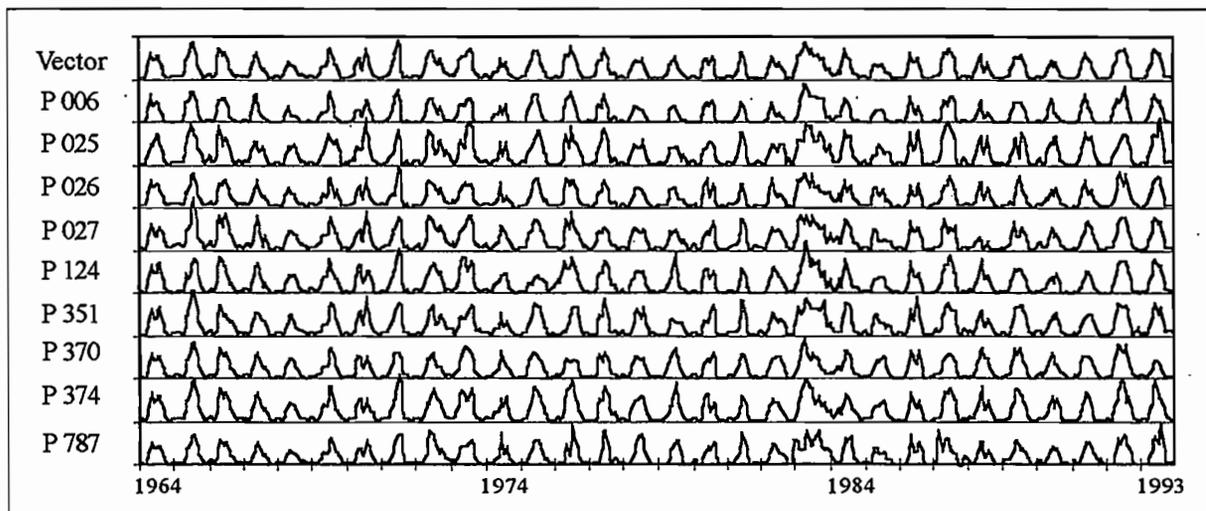


Fig. 5-5: Valores centrados reducidos del vector regional y series de las estaciones del grupo Santo Domingo. Este vector regional es representativo de las variaciones de las series porque el coeficiente de correlación lineal media entre las series y el vector es de 0,9.

Para las regiones homogéneas, hemos utilizado los vectores regionales, representativos de la variabilidad de la pluviometría de la región (Fig. 5-5). Este método de cálculo permite liberarse del problema que presenta una simple media. Hemos utilizado los datos corregidos durante la etapa precedente. Para el cálculo de los componentes anuales y mensuales de los vectores regionales de los grupos homogéneos hemos utilizado solamente las estaciones de buena y muy buena calidad. Además, los años-estaciones situados en el exterior de un margen de tolerancia del 25% han sido descartados. Hemos mostrado durante la homogeneización que estas anomalías (años aislados donde el RAN es inferior a 0,75 o superior a 1,25) corresponden a un fenómeno climático local que se produjo solamente ese año, fenómeno que sin embargo no se justifica sólo, la constitución de un grupo independiente en el marco de nuestro estudio.

En ciertas regiones, los datos existentes son insuficientes para construir un vector de 30 años en el período 1964 a 1993. CLIMAN permite el cálculo de los componentes del vector a partir de tres estaciones, pero es recomendable un mínimo de cinco estaciones. En la preocupación de comparar los vectores de las diferentes zonas, hemos determinado los vectores de todos los grupos en un período homogéneo de 30 años. Para los primeros años donde a menudo existe poca información, a veces hemos calculado los componentes del vector a partir de las dos o de la única estación que disponen de información para aquel año. El vector regional que tiene por definición una media igual a uno, hemos ponderado por un coeficiente multiplicador los valores resultados del paquete y aquellos calculados manualmente de tal suerte que su media sea igual a uno. Tendremos cuidado, de utilizar solamente a título comparativo los vectores así determinados, pues estos son evidentemente menos representativos que los vectores calculados con cinco o seis estaciones.

El vector regional representa las variaciones de la pluviometría media de una región. Hemos considerado que la media de las estimaciones de las medias mensuales en el período 1964-1993 de las estaciones que componen el vector, es representativo de la pluviometría media de la región considerada. Esta estimación de la media mensual (de todos los meses del año) del período 1964-1993 está determinada de la siguiente manera:

$$Ms/Mv = ms/mv$$

Donde:

Ms: estimación de la media mensual de la estación en el período 1964:1993.

Mv: media de los componentes mensuales del vector en el períodos 1964:1993, está es igual a 1.

ms: media de los valores mensuales observados de la estación.

mv: media de componentes mensuales del vector en el período de funcionamiento de la estación

Con el fin de disponer de un índice pluviométrico representativo tanto de la variabilidad como de la cantidad de las precipitaciones de cada región, hemos multiplicado los componentes mensuales del vector regional por la media de las estimaciones de las medias mensuales de las estaciones que componen los vectores.

5.4.3 Extensión de las series en el período 1964-1993

Para los grupos homogéneos que están formados por tres o cuatro estaciones de buena o de muy buena calidad, hemos utilizado el vector regional para llenar las lagunas y extender las series de las estaciones en el período 1964-1993. Los valores faltantes han sido calculados por la multiplicación del componente mensual del vector regional por la estimación de la media mensual de la serie completa en el período 1964-1993.

5.5 RESULTADOS

Estamos principalmente, interesados en las regiones costeras del Ecuador, pues, varios estudios preliminares han mostrado que El Niño no tiene significativa influencia en los totales pluviométricos de los valles interandinos o de la cuenca amazónica Rossel y al (1995); Sémiond, (1995). Nouvelot y Pourrut (1994), indicaron que es muy difícil establecer una relación directa entre El Niño y la pluviometría de la zona interandina registradas en el transcurso de El Niño de 1982-1983. Sin embargo, hemos estudiado cuatro regiones de los valles interandinos y una de la cuenca oriental, a fin de confirmar esta hipótesis de no influencia de El Niño en los totales pluviométricos de esas regiones.

5.5.1 Homogeneización de datos

En el conjunto de las regiones costeras y de la cuenca occidental de la Cordillera de los Andes, hemos compilado más de 2000 años-estaciones repartidos en 164 series pluviométricas de duración superior a cinco años. Para las regiones de la Sierra y de la cuenca amazónica, hemos escogido regiones donde la cantidad de pluviómetros es suficiente para definir zonas homogéneas. Los índices de estas cinco zonas han sido determinados con 950 años-estaciones repartidos en 44 series. Los resultados completos de la homogeneización de las series pluviométricas anuales y mensuales de estos datos han sido publicados en 1995 (Rossel y al, 1995). A continuación presentamos un resumen. (Fig. 5-6).

- * 13% de las series son de muy buena calidad.
- * 15% son de buena calidad.
- * 16% de duración inferior a 10 años, son de buena calidad corta.
- * 7% son de calidad mediana.
- * 9% son de mala calidad.
- * 19% de duración superior a 15 años están situadas en regiones donde la densidad de pluviómetros es insuficiente para poder analizar las series con el método del vector regional.
- * 16% de duración inferior a 15 años, están en el mismo tipo de condiciones.
- * 5% no pertenecen a ninguna región.

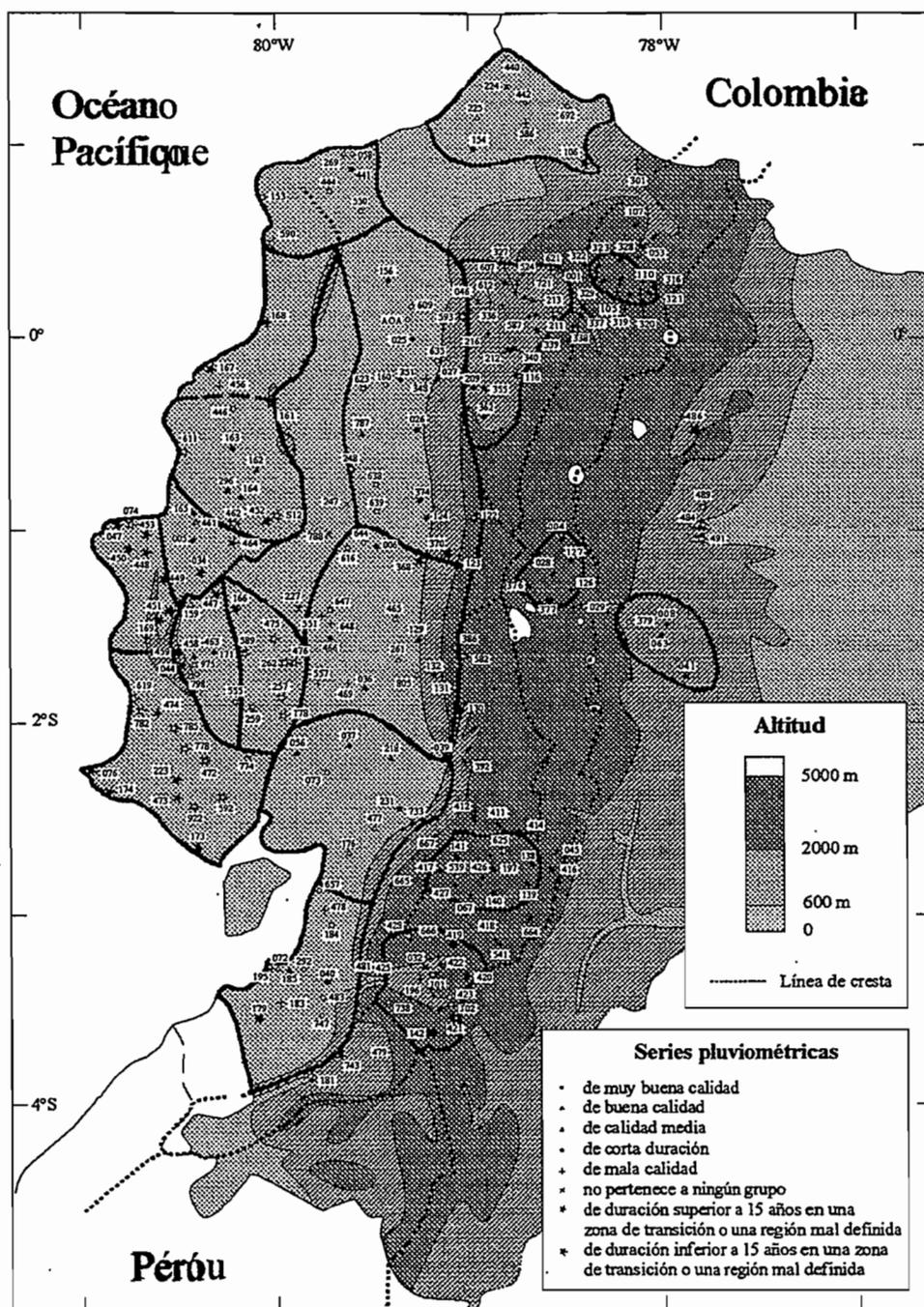


Fig. 5-6: Calidad de las series pluviométricas y delimitación de las zonas pluviométricas.

Diez y seis series (10%) han sido corregidas por un coeficiente multiplicador y trece períodos comprendiendo datos erróneos han sido eliminados (Anexo 5-2). Hemos reportado en anexo las características generales de las principales estaciones: duración de las series, media, coeficiente de variación, coeficiente de correlación con el vector, calidad del gráfico de los RAN, clase de calidad de la estación, etc. (Anexo 5-3).

En el marco del proyecto INSEQ, las estaciones meteorológicas de todas las instituciones de las cuencas de los ríos Paute y Guayas fueron inspeccionadas. Durante estas inspecciones, un *formulario o ficha de inspección* fue establecida para cada estación. Estas fichas llevan las coordenadas precisas de las estaciones, vías de acceso, exposición del pluviómetro, características de los aparatos de medida, una fotografía del sitio, una tentativa de reconstitución de datos históricos gracias a los observadores, etc. Un ejemplo de formulario de inspección está dado en Anexo 5-1. La totalidad de estas fichas fueron publicadas (Rossel y al, 1995b; Calvez y al 1996a).

La inspección de las estaciones ha permitido validar las correcciones sugeridas por la utilización del método del vector regional. Para estas dos cuencas, el equipo del proyecto INSEQ tomó el análisis de las series pluviométricas con la totalidad de las estaciones, limitándose a las estaciones de larga duración (Mejía y al, 1996; Calvez y al, 1996b). Los datos de estas dos cuencas fueron analizados a nivel diario. (Molinaro, 1995; Molinaro y al, 1996; Calvez y al, 1996c).

En el presente estudio, las series de las estaciones de media y mala calidad no fueron utilizadas para el cálculo de los índices pluviométricos regionales y para el trazo de los mapas de anomalías estacionales de lluvias (Capítulo 7). El análisis de la influencia de El Niño en las lluvias diarias fue realizado con las series de las estaciones de muy buena calidad cuyos datos fueron analizados en el intervalo de tiempo diario (Capítulo 12).

5.5.2 Regionalización

Trece zonas pluviométricas han sido delimitadas en las regiones costeras del Ecuador (Fig. 5-7 y Tabla 5-1). Ocho son homogéneas (zonas 1, 2, 3, 6, 7, 8, 11, y 13), para estas zonas la información fue suficiente para poder determinar, con un mínimo de tres estaciones por año, un vector regional representativo de las variaciones de los totales pluviométricos del período 1964-1993 (Anexo 5-4). Los relieves costeros y las estribaciones de la cordillera de los Andes constituyen límites bien definidos de estas zonas. Los índices de las tres zonas de la parte este de la planicie del río Guayas (zonas 1, 2 y 3) están relativamente bien correlacionadas entre ellos (R medio=0,91). Esta gran región donde las precipitaciones son fuertemente influenciadas por el bloque de la cordillera de los Andés, es relativamente homogénea.

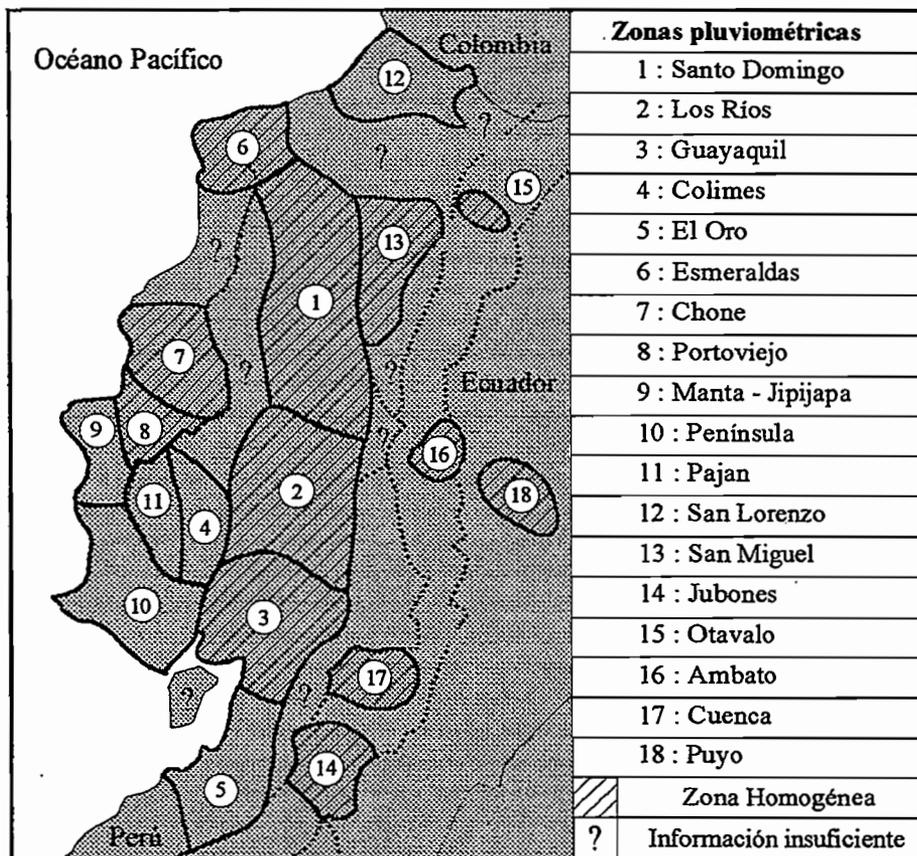


Fig. 5-7: Zonas pluviométricas

Las otras cinco zonas no son homogéneas según los criterios expuestos anteriormente (zonas 4,5,9,10 y 12). En la zona 9 de Manta-Jipijapa que tiene una variabilidad espacial extrema, ha sido imposible determinar una zona homogénea con seis estaciones de larga duración en una región de menos de 30 Km por 20. Las zonas de la Península (10) y del Oro (5) son también muy variables y el número de estaciones de buena calidad es reducida. La falta de homogeneidad de las zonas de Colimes (4) y San Lorenzo (12) es debido esencialmente a la falta de datos de buena calidad. Con el fin de disponer de un índice pluviométrico para esas regiones los vectores regionales de estas cinco zonas sin embargo han sido conservados. Las precipitaciones de estas zonas no son pseudo-proporcionales a sus índices, estos son solamente equivalentes a las medias de las variaciones de las estaciones de cada zona.

Las dos series disponibles para la zona 19 permiten pensar que la pluviometría de esta zona es cercana a aquella de las zonas vecinas 6 y 7. En fin, las zonas 20 y 21 y las partes más elevadas de la cuenca occidental de la cordillera de los Andes no disponen de información o las raras series existentes son de duración corta y de mala calidad y no son comparables a ninguno de los otros índices pluviométricos.

Región	A	B	C	D	E	F	G	H	I
Media anual	2850	2100	1650	1300	900	2000	1100	450	450
Coef. de variación	0,31	0,38	0,53	0,50	0,71	0,29	0,50	0,72	0,85
Valor máximo	3700	3200	2400	1600	1300	3700	1750	1500	600
Valor mínimo	2100	1300	1000	900	600	800	600	400	400

Tabla 5-1: Características generales de las zonas pluviométricas.

Región	J	K	L	M	N	O	P	Q	R
Media anual	250	1150	3300	3050	650	1150	600	850	4550
Coef. de variación	1,85	0,48	0,23	0,18	0,30	0,31	0,16	0,18	0,10
Valor máximo	500	1300	3600	4600	1450	1500	700	950	5300
Valor mínimo	200	1000	2700	2200	200	800	450	600	4000

Tabla 5-1 (sigue): Características generales de las zonas pluviométricas.

5.5.3 Estaciones de larga duración

Para poder extender nuestro estudio en el período lo más largo posible, hemos buscado las estaciones que funcionaron en los períodos relativamente importantes antes de 1964. Cinco estaciones de buena o muy buena calidad disponen de datos anteriores a 1964.

P006: Pichilingue 1947-1993, situada entre las zonas de Santo Domingo (n°1) y de los Ríos (n°2)

P036: Isabel María 1930-1993, situado entre las zonas de los Ríos (n° 2) y de Guayaquil (n° 3).

P037: Milagro 1921-1993, es parte de la zona de Guayaquil (n° 3).

P047: Manta 1948-1993, es parte de la zona de Manta-Jipijapa (n° 9).

P056: Guayaquil Aeropuerto 1915-1993, es parte de la zona de Guayaquil (n° 3).

El análisis de los períodos anteriores a 1964 fue realizado con los métodos de las simples y dobles acumulaciones para las estaciones P006, P037 y P056 y únicamente el método de las simples acumulaciones para la estación P047.

5.6 CONCLUSION

Hemos realizado un análisis crítico y una **depuración de los datos pluviométricos**, para poder utilizar los totales anuales y mensuales de cada estación. La homogeneización fue realizada con el paquete CLIMAN y el método del vector regional de Brunet-Moret. Este método ha permitido definir la calidad de las diferentes series y determinar los índices pluviométricos homogéneos sin lagunas de 1964 a 1993, representativos de la variabilidad de la lluvia, lo que no era el caso de la información pluviométrica de base.

Este trabajo permitió dividir las regiones costeras del Ecuador en **trece zonas pluviométricas**; las más homogéneas corresponden a la mitad este de la planicie del río Guayas. Esta zonificación se diferencia de las anteriores (Nouvelot y Pourrut, 1994) por el hecho de que el parámetro determinante de la regionalización es **la evolución cronológica** de los totales pluviométricos en lugar del valor medio. Hemos escogido estos criterios, que son más apropiados para el análisis de la evolución de la pluviometría anual y de sus variaciones debidas a El Niño.

6. REGIONALIZACION DE LA INFLUENCIA DEL NIÑO EN LAS PRECIPITACIONES ANUALES

Se ha definido a El Niño como un período de al menos tres meses consecutivos durante el cual la TSM del bloque Niño 1+2 es superior a 23°C y presenta una anomalía positiva superior o igual a 1°C . Con esta definición identificamos ocho eventos El Niño en el período 1964-1993. En el capítulo anterior se había definido diez y ocho zonas pluviométricas caracterizadas por un índice pluviométrico anual y mensual. La utilización de estos índices que representan la variabilidad de las precipitaciones de cada zona permiten reducir el número de series a tratar y analizar.

Con el fin de restringir nuestro campo de investigación a las regiones más sensibles a El Niño, buscamos el límite de influencia directa de El Niño en las precipitaciones. Para esto, se utilizó cinco métodos de análisis que permiten apreciar el grado de relación entre El Niño y los índices pluviométricos anuales. De esta manera se procede a regionalizar la influencia de El Niño en las precipitaciones anuales ocurridas en la región de la costa ecuatoriana.

6.1 ELECCION DEL METODO DE REGIONALIZACION

Varios autores intentaron poner en evidencia las relaciones entre El Niño o el ENSO y las precipitaciones en las diferentes partes del planeta. A continuación presentamos un resumen de las diferentes metodologías:

- Shooner y Nicholson (1989) estudiaron la coincidencia de los años El Niño con los excesos pluviométricos, lo que les permitió dividir el área de California en cuatro sectores. Este enfoque es interesante, por cuanto permite indicar simplemente si los El Niño corresponden a los valores extremos de la pluviometría y si todos los valores extremos corresponden a los El Niño. Este método permitió a Rutland y Fuenzalida (1991) indicar la coincidencia entre los eventos cálidos y los años cuya pluviometría presenta excesos en Santiago de Chile.
- Tapley y Waylen (1990) compararon las medias de los totales pluviométricos anuales de los años Niño y de los años no-Niño. Esto les permitió definir los sectores del noroeste del Perú en donde los El Niño corresponden en media a excesos pluviométricos y aquellos donde los El Niño corresponden a un déficit.
- Morlière y Rebert (1986) utilizaron el mismo método pero completándolo con un mapa representando las desviaciones entre estas medias en porcentaje, indicando rápidamente los sectores de Nueva Caledonia donde la diferencia es más fuerte.

Con el fin de determinar los sectores de influencia del ENSO en América tropical, Rogers (1988) examinó la significación estadística de la diferencia entre las medias de los años Niño y anti-Niño.

La metodología que proponemos está inspirada en parte en los métodos utilizados por diferentes autores, pero también se basa en la utilización de varios métodos estadísticos permitiendo poner en evidencia el vínculo entre la pluviometría anual del Ecuador y la TSM del Pacífico Oriental. Con el fin de determinar las regiones donde los totales pluviométricos anuales son influenciados por El Niño, realizaremos las siguientes etapas:

- La metodología propuesta por Shooner y Nicholson (1989) permitirá evaluar el grado de sincronización o coincidencia entre años Niño y los excesos pluviométricos de las varias zonas

Es interesante para un primer enfoque, el análisis de las diferencias entre las medias de los años Niño y normales. Se determina entonces, las diferencias entre las medias de los totales pluviométricos anuales de los años Niño y normales de las diez y ocho zonas; diferencia dada en milímetros ($\text{Med}_{\text{Niño}} - \text{Med}_{\text{normal}}$) y en porcentaje [$100 \times (\text{Med}_{\text{Niño}} - \text{Med}_{\text{normal}}) / \text{Med}_{\text{normal}}$]. La primera forma permite apreciar la cantidad de precipitación aportada en media por el Niño, la segunda permite apreciar la importancia de ésta en relación a la normal.

- Hemos indicado en el Capítulo 4 que las anomalías de la TSM del bloque Niño 1+2 permiten identificar los años Niño. Calcularemos los coeficientes de correlación lineal entre la TSM media anual del bloque Niño 1+2 y los índices pluviométricos anuales. Estos coeficientes permitirán apreciar la relación entre los totales pluviométricos y la intensidad de los El Niño.
- Una clasificación jerárquica ascendente de los índices pluviométricos y de la TSM del bloque Niño 1+2 permitirá reagrupar las zonas pluviométricas en función de la semejanza entre sus variaciones inter-anales y determinar cuales están más cerca de las variaciones de la TSM del Pacífico Oriental y por lo tanto relacionadas con El Niño.
- Terminaremos con el análisis en componentes principales (ACP) de los índices pluviométricos anuales que tendrá también por objetivo reagrupar los índices en función de la similitud de su variabilidad inter-anual y de su sensibilidad con los El Niño.

La comparación y síntesis de los resultados de estos cinco análisis nos permitirá dividir al Ecuador en tres regiones. Una, donde la influencia de El Niño en los totales pluviométricos anuales es fuerte, otra donde la influencia no es significativa y una intermedia en donde la influencia varía según los eventos.

6.2 EL EVENTO EXCEPCIONAL DE 1983

Durante el invierno boreal de 1982-1983, se produjo en el conjunto del Océano Pacífico un evento ENSO de intensidad excepcional superior a todos los eventos observados en el transcurso de este siglo (Woodman, 1985; Horel y Cornejo-Garrido, 1986). En aquel año, se observaron fenómenos excepcionales en numerosas regiones del mundo: sequías en Australia o al noreste brasilero, ciclones en Tahití, huracanes en California, etc. (Philibert, 1983, Quiroz, 1983). En Ecuador se observan precipitaciones excepcionales sobre el conjunto de la vertiente occidental de la Cordillera de los Andes, el aumento de las precipitaciones han sido comprendida entre 50 y 1000% (Fig. 6-1).

En el transcurso del año 1983, la media de las precipitaciones en la zona de la Península fue de 2678 mm, lo que representa más del 27% de la suma de las precipitaciones de los 30 años del período 1964-93, la media de las precipitaciones de los otros 29 años de esta zona eran solamente de 255 mm.

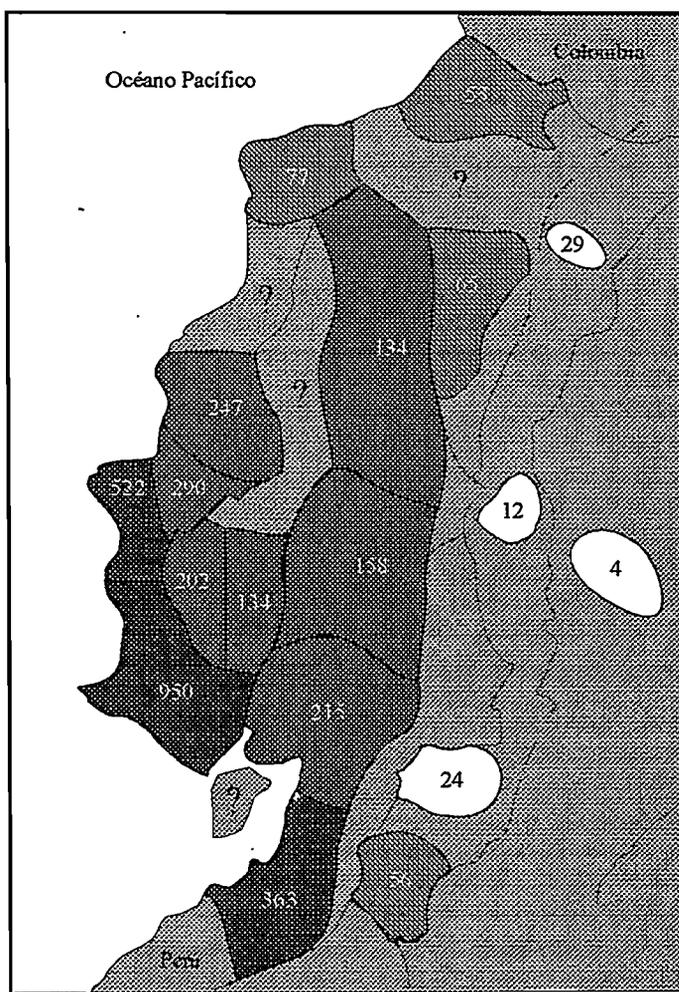


Fig 6-1: Aumento de precipitaciones observadas en 1983. $(P_{1983} - P_{\text{media 1964-93 sin 1983}}) / P_{\text{media 1964-93 sin 1983}} \times 100$

Nouvelot y Pourrut (1984) estimaron los períodos de retorno de los totales anuales registrados entre septiembre de 1982 y agosto de 1983, admitiendo una distribución unimodal (Tabla 6-1). Ellos calcularon los valores de los períodos de retorno, incluyendo después el total de 1982-1983 durante el ajuste de la ley de distribución de Galton.

Estos períodos de retorno son excepcionales, pero sus valores tienen solamente una significación indicativa. Los valores superiores a 5000 años calculados con las series de observaciones de alrededor 50 años parecen sobrestimados y se deben utilizar con precaución, ya que es posible que la distribución de los totales anuales sea bimodal o hasta trimodal.

Estación	Precipitación media 1964-1978	Precipitación observada en 1983	Período de retorno de 1983 83 excluido	Período de retorno de 1983 83 incluido
Guayaquil	1016	4600	$T > 5000$ años	$500 < T < 1000$
Portoviejo	448	2204	$T > 5000$ años	$250 < T < 500$
Manta	226	1835	$T > 5000$ años	$100 < T < 250$
Salinas	126	2833	$T > 5000$ años	$30 < T < 50$
Machala	471	3184	$1000 < T < 5000$	$100 < T < 250$
Milagro	1255	4419	$500 < T < 1000$	$250 < T < 500$
Santo Domingo	3375	5774	$250 < T < 500$	$50 < T < 100$
Esmeraldas	723	1569	$100 < T < 250$	$50 < T < 100$

Tabla 6-1: Precipitaciones observadas y períodos de retorno del Niño excepcional de 1982-1983. (Según Nouvelot y Pourrut, 1984-1985).

En la zona inter-andina, la cordillera occidental contribuye a reducir sensiblemente la influencia de las masas de aire oceánica e inclusive puede anular la influencia (Nouvelot y Pourrut, 1984). Es muy difícil establecer una relación directa entre El Niño y las pluviometrías registradas en 1982-1983. En su conjunto, las precipitaciones allí son superiores a los valores promedios pero su aumento es muy variable, ésta es generalmente alrededor del 20 al 30%. En la cuenca amazónica de la cordillera de los Andes las precipitaciones anuales generalmente fueron superiores del 10 al 30% de su media.

El análisis principal en componentes de la pluviometría mensual de la zona de Guayaquil indica claramente el carácter excepcional y único de las precipitaciones observadas en 1983. El primer componente explica el 58,3% de la varianza total. Esta corresponde principalmente al año 1983 cuyas coordenadas son cuatro veces superiores a aquellas de los otros años y de todos los meses del año con excepción de septiembre (figura 6-2). Las coordenadas del mes de septiembre sobre este eje son débiles ya que las precipitaciones de este mes son las únicas a no haber sido excepcionales en 1983.

El segundo componente explica solamente el 16,1% de la varianza total. Sin embargo, sobre este eje el año 1983 es opuesto a los otros años de pluviometrías excedentarias y a la mayoría de los años Niño (Figura 6-2a), los meses de la estación de lluvias son opuestos a aquellos de la estación seca (Figura 6-2b). La estación de lluvias está asociada a los años de pluviometrías excedentarias pues, tienen coordenadas positivas, mientras que la estación seca puede estar asociada al año 1983 pues tienen coordenadas negativas. Estas asociaciones y oposiciones se explican por el hecho de que los meses encuadrados en la estación de lluvias fueron excepcionalmente lluviosos en el transcurso del año 1983, mientras que habitualmente son secos y sin gran variabilidad.

El total anual excepcional del año 1983 puede entonces explicarse por la multiplicación por dos o tres de los totales mensuales de la estación de lluvias, aún igualmente por una extensión espectacular de las precipitaciones de octubre de 1982 a agosto de 1983. Las investigaciones paleo-climáticas señalan que los eventos de amplitud ciertamente equivalente a aquella de 1983 debieron tener lugar en el transcurso de los cinco últimos siglos (Quinn y al, 1987; Macharé y Ortlieb 1993). Ciertos relatos históricos describen como pantanosas las zonas que hoy son desérticas (Trystam, 1993), pero donde se observó en 1983 más de dos metros de precipitación, inundaciones considerables y una vegetación exuberante.

El año 1983 podría pertenecer a un población estadística minoritaria de eventos cuyos totales pluviométricos son claramente superiores a la media. La consideración de valores extremadamente fuertes de los totales pluviométricos registrados en el conjunto de las regiones costeras en 1983 bajarían los ajustes estadísticos realizados en un período relativamente reducido de 30 años y que consideran que los eventos son resultados de una misma población. Los valores del año 1983 fueron por tanto excluidos de los cálculos de las diferencias entre las medias de los años Niño y normal, de los coeficientes de correlación entre las precipitaciones y la TSM del bloque Niño 1+2, de la clasificación jerárquica ascendente y del análisis en componentes principales realizados en los siguientes párrafos. Los valores de este evento serán por las mismas razones excluidos del ajuste de los modelos explicativos, realizado en el capítulo 8.

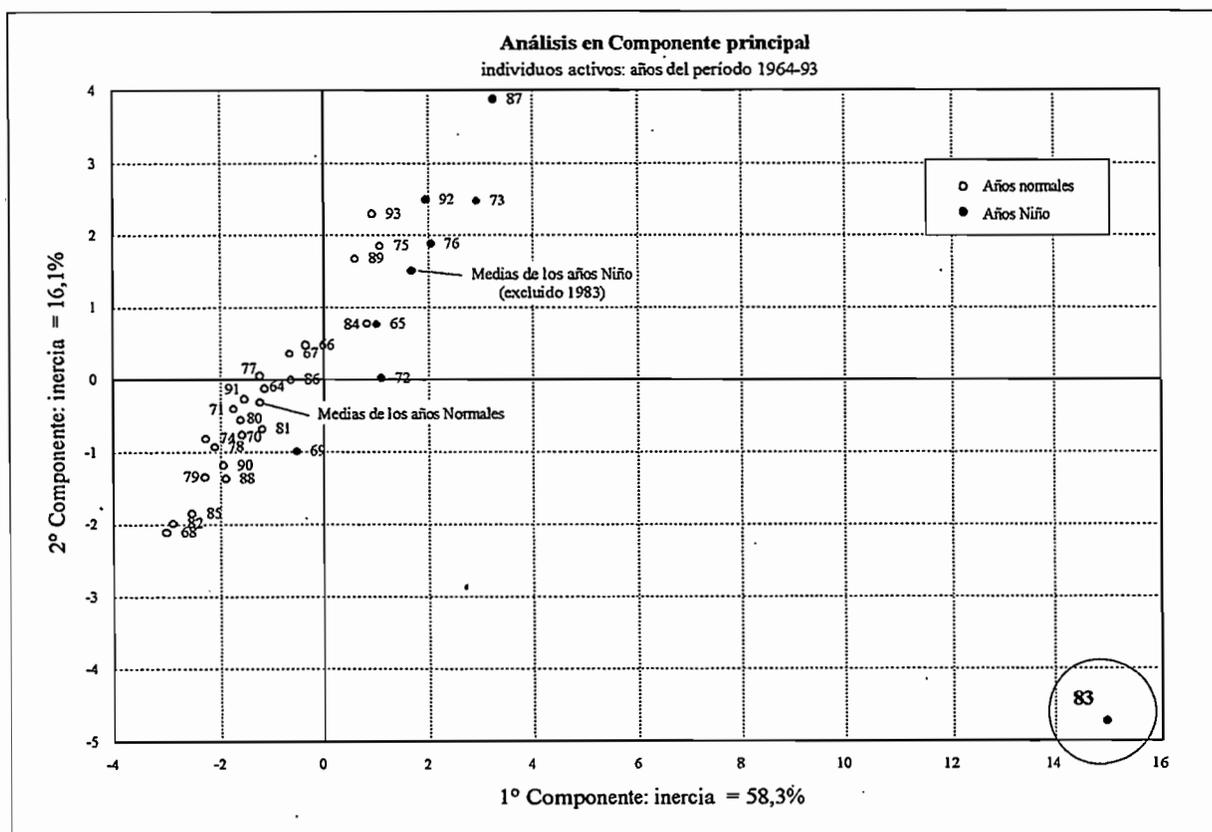


Fig 6-2a ACP de los totales pluviométricos mensuales, estacionales y mensuales de la zona de Guayaquil; Individuos activos: años de 1964-1993

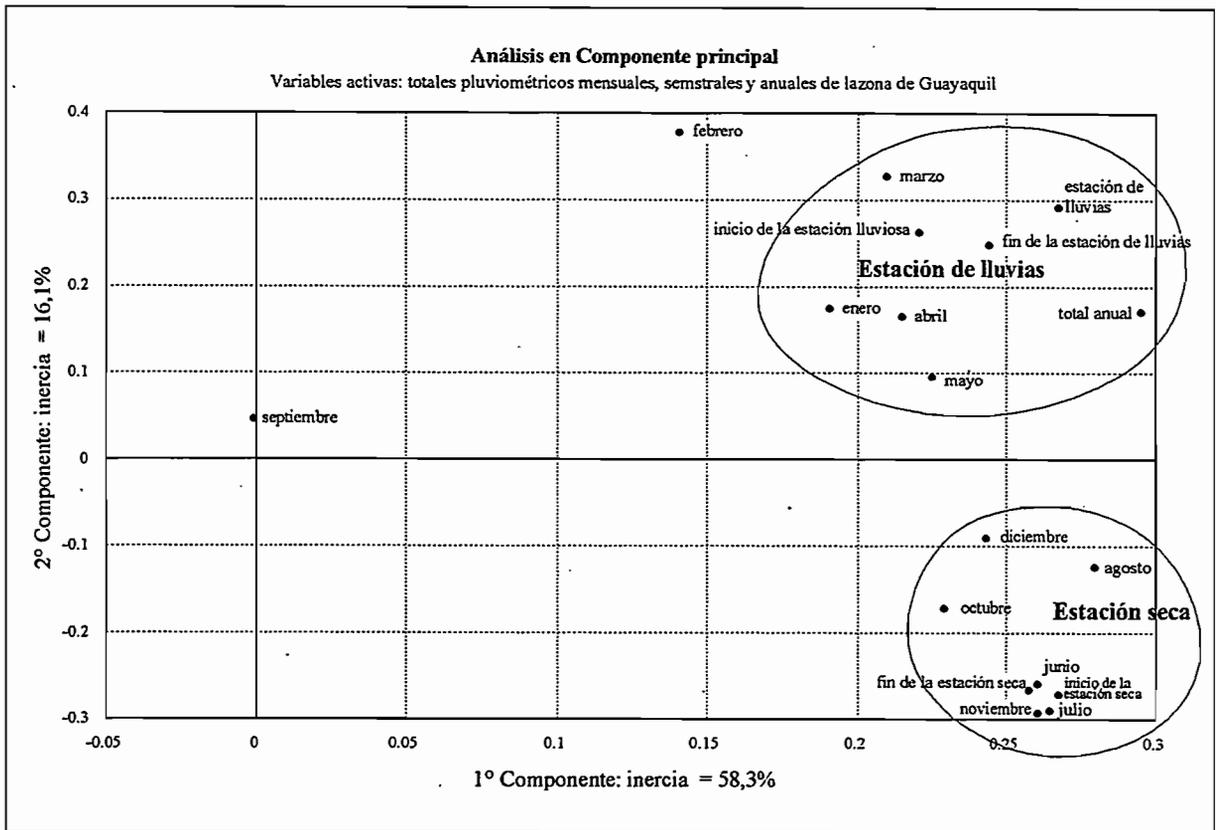


Fig 6-2b ACP de los totales pluviométricos mensuales, estacionales y mensuales de la zona de Guayaquil; Individuos activos: años de 1964-1993

6.3 COINCIDENCIA ENTRE LOS AÑOS CON EXCEDENCIA PLUVIOMETRICA Y LOS AÑOS NIÑO

Definiremos un total pluviométrico anual como *excedente* cuando la anomalía observada es superior a una media desviación standar, es decir, cuando $P > m + \sigma/2$, donde (P) es el total observado, (m) media del período 1964-1993 y (σ) desviación standar del período 1964-1993. Se considera normal cuando la anomalía es inferior a una media desviación standar es decir cuando $m - \sigma/2 < P < m + \sigma/2$. Es deficitario cuando la anomalía es negativa y superior en valor absoluto a una media desviación standar es decir $P < m - \sigma/2$.

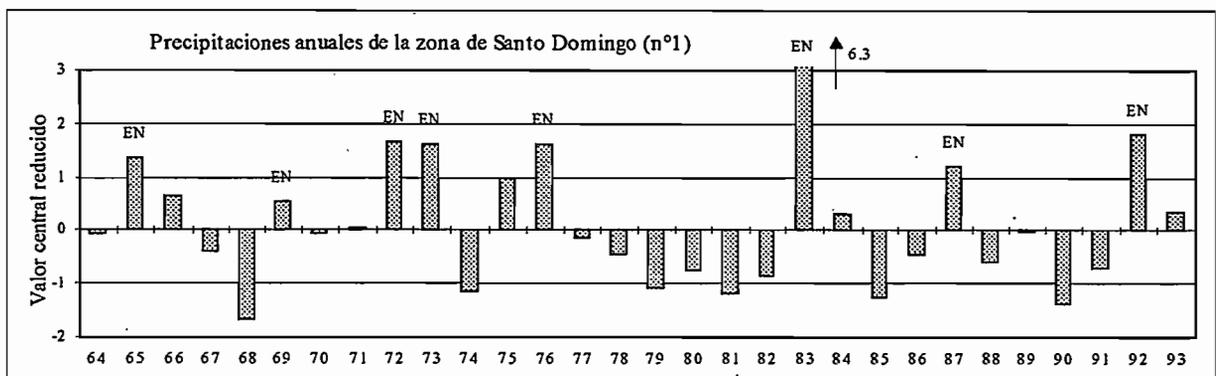


Fig. 6-3: Índice pluviométrico anual de la zona Santo Domingo (n°1). Los años marcados EN corresponden a los años Niño, los ocho eventos del período 1964-1993 coinciden con los excesos pluviométricos. El Niño parece jugar un papel preponderante en la ocurrencia de precipitaciones excedentes en esta área.

El examen de la sincronización o la coincidencia entre los años Niño y los años cuya pluviometría fue excedente permite estimar de manera simple la relación de los totales pluviométricos anuales con este fenómeno. La Fig. 6-3 de la zona de Santo Domingo (zona n° 1) indica una zona donde la sincronización es fuerte, ya que los Niño coinciden con los excesos de lluvias.

La fig. 6-4 de la zona de Ambato (zona n°16) indica una zona donde no existe relación aparente, ya que solamente tres Niño corresponden a excesos, mientras que tres coinciden con precipitaciones normales y dos con déficits. Además, los cuatro años de precipitaciones máximas no son años Niño.

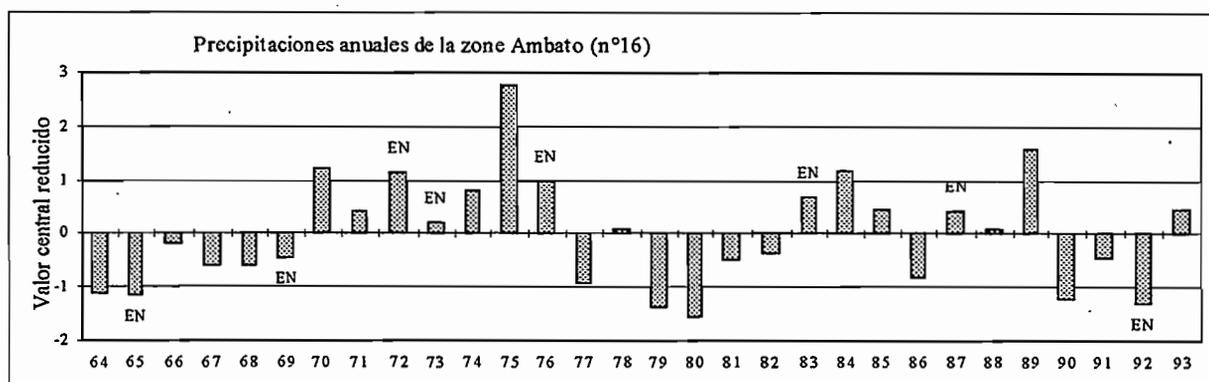


Fig. 6-4: Valores tipificados del índice pluviométrico anual de la zona Ambato (n° 16). Los años marcados EN corresponden a los años Niño, tres eventos corresponden a excesos, tres a precipitaciones normales y dos a déficits y los 4 años de precipitaciones máximas no son años Niño. Los totales pluviométricos anuales de esta región no parecen estar relacionados con el fenómeno.

Colocamos en la tabla 6-2 para cada zona: la región, el número de años Niño en los ocho que se los observó en el transcurso del período 1964-1993 correspondiendo a una pluviometría excedentaria, normal o deficitaria, y una caracterización subjetiva y global de la influencia de El Niño en los totales pluviométricos anuales (Anexo).

Las zonas Santo Domingo (1), Los Ríos (2), Guayaquil (3), Colmes (4), El Oro (5), Chorea (6) y Manta-Jipijapa (9) presentan una respuesta positiva muy marcada a los Niño. A excepción de aquel de 1969 (año en el transcurso del cual fuertes anomalías de vientos del Noreste fueron observadas, transportando probablemente las nubes hacia lo largo), todos los Niño corresponden a años cuya pluviometría ha sido excedentaria. El Niño parece ser la causa más importante de excedentes pluviométricos anuales, ya que los años excedentarios que no corresponden al fenómeno (principalmente 1975 y 1989) son generalmente menos fuertes.

Parece ser que este sea también el caso para las zonas del oeste y del sur de la costa pero de manera un poco menos evidente para Portoviejo (8), Península (10) y Paján (11) donde dos El Niño corresponden a lluvias normales e igual tres para Esmeraldas (6). Para las zonas situadas al norte de las regiones costeras San Lorenzo (12) y San Miguel (13) esta influencia es más débil, ya que dos El Niño coinciden con lluvias normales y uno con un déficit, mientras que varios años son excedentarios sin ser años Niño. Es difícil afirmar que la ocurrencia de un Niño implica precipitaciones excedentarias.

Región geográfica	No	Zona	Años Niño de pluviometría excedentaria	Años Niño de pluviometría normal	Años Niño de pluviometría deficitaria	Nivel de influencia
Costa	1	Santo Domingo	8	0	0	El más fuerte
	2	Los Ríos	7	1	0	Muy fuerte
	3	Guayaquil	7	1	0	Muy fuerte
	4	Colimes	7	1	0	Muy fuerte
	5	El Oro	7	0	1	Muy fuerte
	6	Esmeraldas	5	3	0	Fuerte
	7	Chone	7	1	0	Muy fuerte
	8	Portoviejo	6	2	0	Fuerte
	9	Manta-Jipijapa	7	0	1	Muy fuerte
	10	Península	6	1	1	Fuerte
	11	Paján	6	1	1	Fuerte
	12	San Lorenzo	5	2	1	Medio
	13	San Miguel	5	2	1	Medio
Sierra	14	Jubones	4	3	1	Débil
	15	Otavalo	3	1	4	No significativo
	16	Ambato	3	3	2	No significativo
	17	Cuenca	1	4	3	No significativo
Amazonía	18	Puyo	3	3	2	No significativo

Tabla 6-2: Sincronización o coincidencia entre los años Niño y las precipitaciones excedentarias.

Entre las zonas de la Cordillera de los Andes y de la vertiente amazónica, solamente aquella de Jubones (14) parece ser un poco influenciado por El Niño. De los ocho eventos, cuatro corresponden a lluvias excedentarias, tres a normales y uno a deficitarios. Esta zona de Jubones está situada en un valle interandino abierto hacia el oeste, cuyo máximo de precipitaciones corresponde a la estación de lluvias de la costa (febrero-abril). Los totales pluviométricos anuales de las zonas de Otavalo (15), Ambato (16), Cuenca (17) y Puyo (18) no tienen relación aparente con la ocurrencia de un Niño.

6.4 DIFERENCIA ENTRE LAS MEDIAS DE LAS PRECIPITACIONES DE LOS AÑOS NIÑO Y AÑOS NORMALES

Con el fin de cuantificar globalmente las anomalías pluviométricas correspondientes al Niño, se ha determinado para cada zona, la diferencia entre las medias de los totales de los años Niño (1983 excluido) y normal (Tabla 6-3), expresando esta diferencia en milímetros ($Med_{Niño} - Med_{normal}$) y en porcentaje $(100 \times Med_{Niño} - Med_{normal})/Med_{normal}$). La primera forma permite apreciar la cantidad de precipitación media aportada por el Niño, la segunda, la importancia de ésta en relación a la normal.

N°	Zona	Precipitación media del periodo 1964-93 (1983 excluido)	Diferencia entre la media de los años Niño sin 1983 y de los años normales	
			Expresado en %.	Expresado en mm
1	Sto. Domingo	2700	43	1048
2	Los Ríos	2000	49	889
3	Guayaquil	1400	80	967
4	Colimes	1300	98	998
5	El Oro	800	71	496
6	Esmeraldas	2000	41	724
7	Chone	1000	46	441
8	Portoviejo	660	70	394
9	Manta-Jipijapa	360	85	256
10	Península	260	177	316
11	Paján	1100	43	424
12	San Lorenzo	3300	23	724
13	San Miguel	3000	13	388
14	Jubones	630	15	92
15	Otavalo	1100	-5	-52
16	Ambato	590	0	1
17	Cuenca	820	-4	-36
18	Puyo	4600	2	106

Tabla 6-3: Diferencias entre las medias de las precipitaciones de los años Niño (excluido 1983) y normales expresados en porcentajes y en milímetros.

Estas anomalías son significativas (diferencia $\geq 40\%$ y ≥ 250 mm) para la mayor parte de las regiones costeras del Ecuador. Proporcionalmente (diferencias en %), son máximas al suroeste y se reducen hacia el noreste (Fig. 6-5b). Son cuantitativamente (diferencias en mm) más importantes para las zonas de la planicie del Guayas donde las precipitaciones medias son relativamente importantes (Fig 6-5a).

Al norte de las regiones costeras (San Lorenzo, 12) donde las precipitaciones medias son las más importantes, es decir superior a 700 mm, pero no representa más que el 23% de aumento en los años Niño. La influencia del fenómeno en las precipitaciones de las zonas de Sn Miguel (13) del lado occidental de la Cordillera de los Andes y de Jubones (14) de los valles interandinos se traduce por una diferencia relativamente débil, de alrededor 15%. Para las otras 3 zonas de la Sierra y aquella de la vertiente amazónica, las lluvias medias anuales de los años Niño y de los años normales no son significativamente diferentes, las diferencias medias son inferiores al 5%.

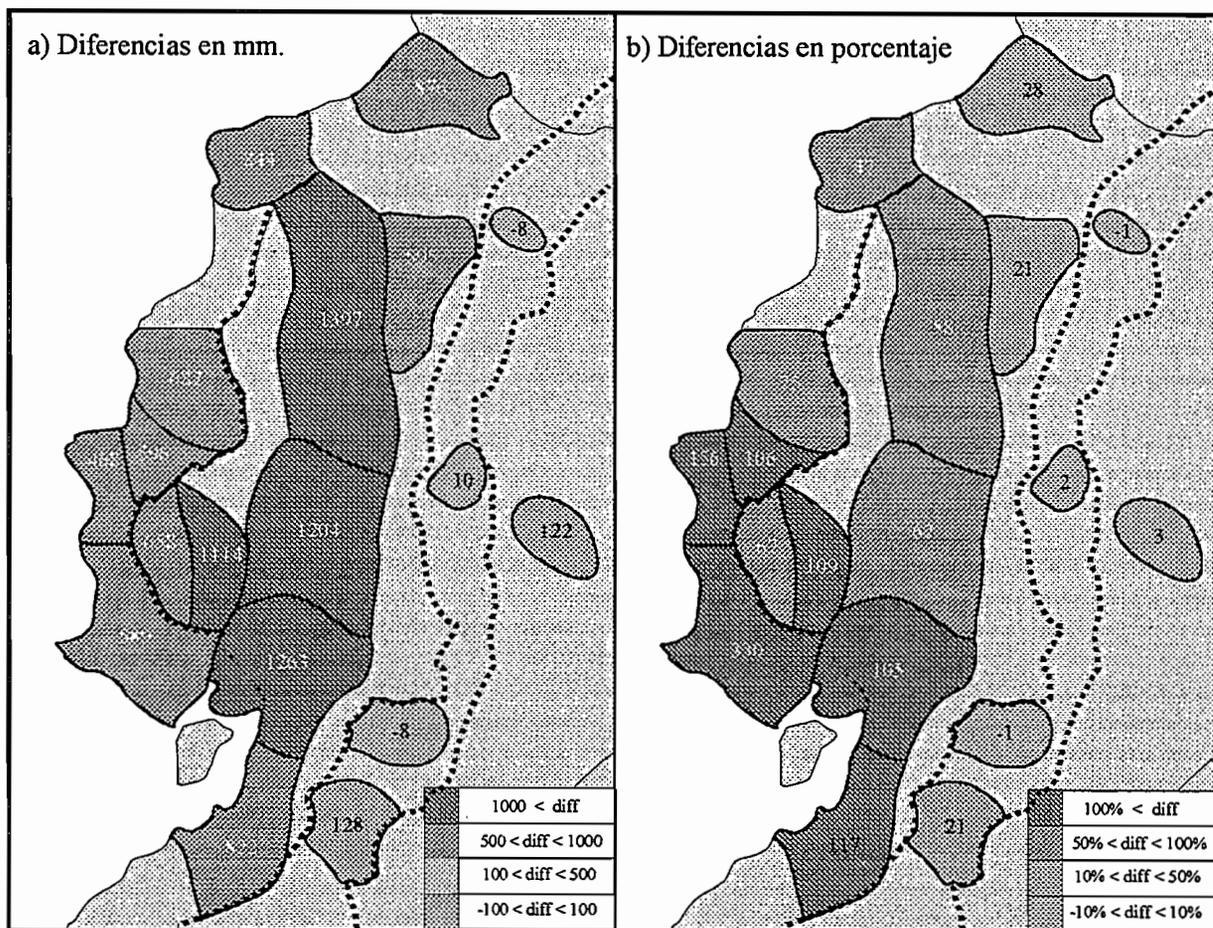


Fig 6-5: Diferencias entre las medias de las precipitaciones de los años Niño (1983 exc.) y normales del período 1964-1993, expresados en mm. (a) y en porcentaje (b)

6.5 CORRELACIONES LINEALES Y CLASIFICACION JERARQUICA DE LOS INDICES PLUVIOMETRICOS CON LA TSM DEL BLOQUE NIÑO 1+2

Continuando este análisis con el cálculo de los coeficientes de correlación lineal entre los índices pluviométricos anuales de cada zona pluviométrica y la TSM media anual del bloque Niño 1+2, sin tomar en cuenta 1983 (Tabla 6-4), Sólo, los coeficientes de ciertas zonas de la costa son superiores a 0,4, estos valores son relativamente débiles, pero las rectas de regresión presentan una pendiente significativa. Los totales de las zonas de la costa cercanas a la Cordillera de los Andes están mejor correlacionadas con la TSM del bloque Niño 1+2 que aquellas de las zonas cercanas al Océano. Los coeficientes obtenidos para los índices de las zonas de los valles interandinos, de la vertiente amazónica y del norte de la costa son los más débiles. Podemos notar la relación negativa del índice de la zona de Otavalo (15) del corredor interandino. Esta débil relación negativa fue confirmada a nivel mensual solo para tres meses.

Zona	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
R	0.55	0.44	0.55	0.46	0.59	0.40	0.29	0.35	0.26	0.31	0.12	0.49	0.08	0.02	-0.30	-0.14	0.01	0.14
pendiente	0.55	0.47	0.61	0.62	0.51	0.53	0.25	0.32	0.19	0.22	0.13	0.66	0.09	0.03	-0.43	-0.20	0.02	0.21

Tabla 6-4: Coeficientes de correlación (R) y pendiente de la recta de regresión lineal entre los valores tipificados de la TSM media anual del bloque Niño 1+2 y los índices pluviométricos anuales (sin 1983).

Se realizó una clasificación jerárquica ascendente de los índices pluviométricos y de la TSM del bloque Niño 1+2. Este método permite construir una partición o una secuencia de particiones encajadas en un conjunto de variables a partir del cálculo de las distancias entre las variables. Hemos considerado los valores tipificados de diez y ocho índices pluviométricos y de la TSM del bloque Niño 1+2 de los 29 años del período 1964-1993, siempre excluyendo 1983.

La clasificación jerárquica obtenida se representa por un árbol o dendograma: mientras más débil es el nivel de agregación, la relación entre las variables o particiones es más elevada (Fig. 6-6).

Si se considera un nivel de agregación de 1, los índices de las zonas costeras están reagrupados en cuatro particiones:

- * Las zonas relativamente húmedas comprendidas entre el lado oeste de la Cordillera de los Andes y los relieves costeros: Santo Domingo (1), Los Ríos (2), Guayaquil (3), Colmes (4) y Esmeraldas (6).
- * Las zonas semi-áridas cercanas al Océano Pacífico comprendidas entre las provincia de Manabí y el Perú: Choree (7), Portoviejo (8), Manta-Jipijapa (9), Península (10) y El Oro (5).
- * Las zonas de Paján (11) en la vertiente oriental del relieve costero y de San Miguel (13) en la vertiente occidental de la Cordillera de los Andes tienen variaciones similares. Por otro lado, El Niño de 1983 no provocó ahí precipitaciones excepcionales como en el resto de las regiones costeras.
- * La zona de San Lorenzo (12) al norte se aproxima a los otros índices de la costa con un nivel de agregación de alrededor 3 que es superior a los niveles de agregación entre las tres primeras particiones.

La relación entre los totales pluviométricos de las zonas costeras y la TSM del Pacífico Oriental está ilustrada por un nivel de agregación entre la TSM del bloque Niño 1+2 y la partición de las zonas de la costa de 2,5. El grado de relación entre los índices de los valles interandinos y de la Amazonía (14 y 18) no es muy elevado y muy débil con los índices de la costa y El Niño.

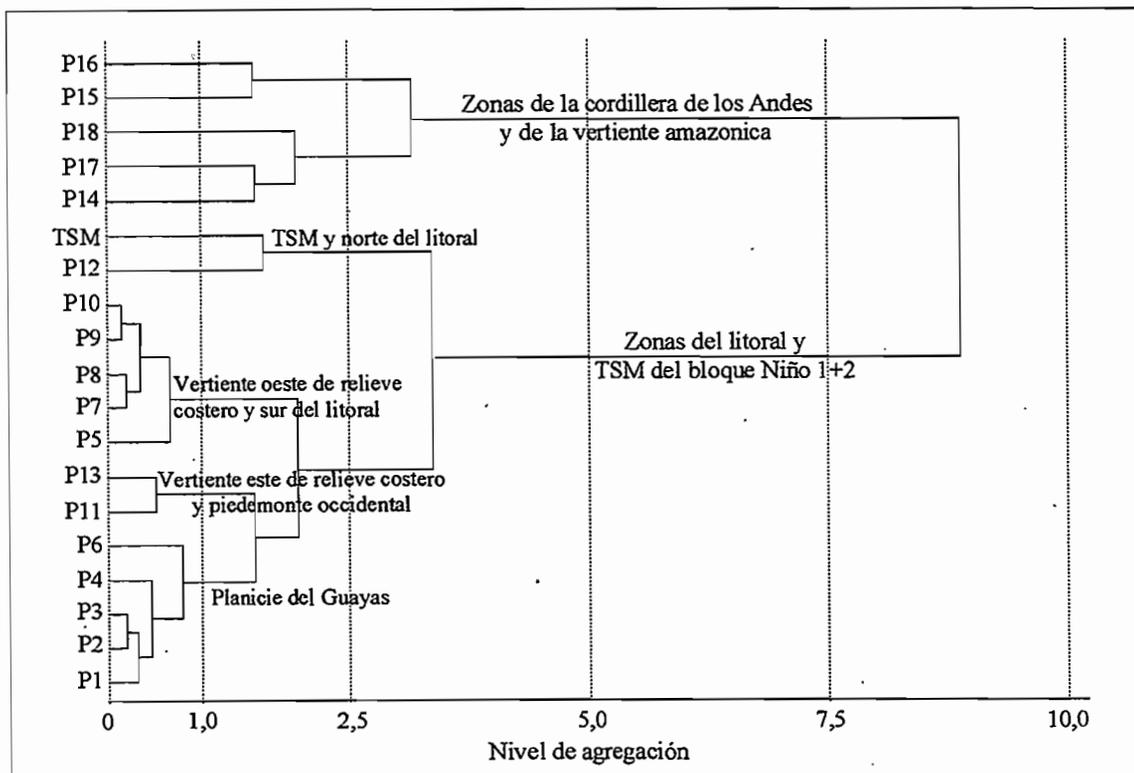


Fig. 6-6: Dendrograma de los 18 índices pluviométricos anuales y de la TSM del bloque Niño 1+2.

6.6 ANALISIS EN COMPONENTES PRINCIPALES DE LA PLUVIOMETRIA

6.6.1 ACP con los dieciocho índices pluviométricos

Con el fin de determinar las zonas cuyas variaciones de los totales anuales pluviométricos son similares y relacionados con El Niño, realizamos un análisis en componentes principales. Las variables consideradas son los valores tipificados de los índices pluviométricos anuales de las diez y ocho zonas, los individuos son los años de 1964 a 1993 (1983 excluido).

- Gráfico de las variables (Fig. 6-7a)
 - * El *primer componente* explica el 57% de la varianza total (Tabla 6-5), corresponde a la variabilidad de los totales pluviométricos de las zonas de la costa (1 a 11). Los índices de estas zonas están reagrupados y constituyen lo esencial del peso del primer eje, en el segundo componente su peso es por el contrario muy débil (Tabla 6-6).
 - * El *segundo componente* explica el 17% de la varianza, corresponde a la variabilidad de los totales de las zonas de la Sierra y de la vertiente amazónica (14 a 18). Los índices de estas zonas están reunidos y tienen un peso preponderante en el segundo eje.
 - * La zona de San Miguel (13) situada en el piedemonte entre la costa y el corredor interandino, y aquella de San Lorenzo (12) al norte de las regiones costeras son intermediarias entre los dos conjuntos.
- Gráfico de los individuos (Fig. 6-7b)
 - * Los años que tienen un peso positivo en el *primer componente* son excedentes en la mayoría de las regiones costeras y, aquellos que tienen un peso negativo son deficitarios en esas mismas regiones.
 - * En el segundo eje, los años que tienen un peso positivo son excedentarios en la mayoría de las zonas de los valles interandinos y de la amazonía, mientras que aquellos que tienen un peso negativo son deficitarios.

Componente	1	2	3	4
% de varianza	56,5	16,4	7,6	5,9
% Acumulado	56,5	72,9	80,5	86,3

Tabla 6-5: Porcentaje de la varianza explicada por los componentes de la ACP de los diez y ocho índices pluviométricos, y porcentaje acumulado.

- Reporte de los años Niño en el gráfico de los individuos (Fig. 6-7b).
 - * Con excepción de 1969, todos los años Niño tienen un peso positivo en el primer componente, lo que indica que este eje corresponde también al fenómeno y por tanto los excesos pluviométricos de las regiones costeras están fuertemente relacionadas al Niño.
 - * En el segundo componente, el peso de los años Niño es variable, este eje es por tanto independiente del fenómeno, los totales pluviométricos de las zonas de los valles interandinos y de la amazonía no están relacionados con El Niño.
 - * Considerando el año 1983, los resultados son equivalentes (Anexo 6-3), el carácter excepcional del evento de 1983 se traduce en el primer componente por un peso de cuatro a seis veces superior a aquel de los otros años Niño.

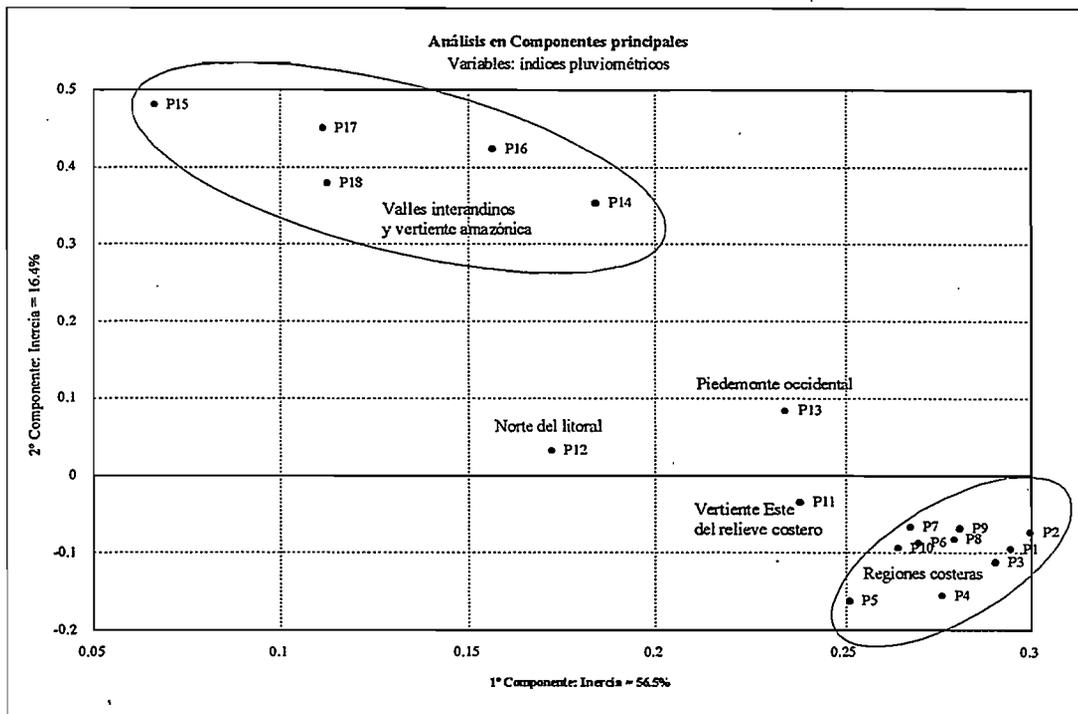


Fig. 6-7a: ACP de los totales pluviométricos anuales del conjunto del Ecuador; variables: series de los 18 índices pluviométricos.

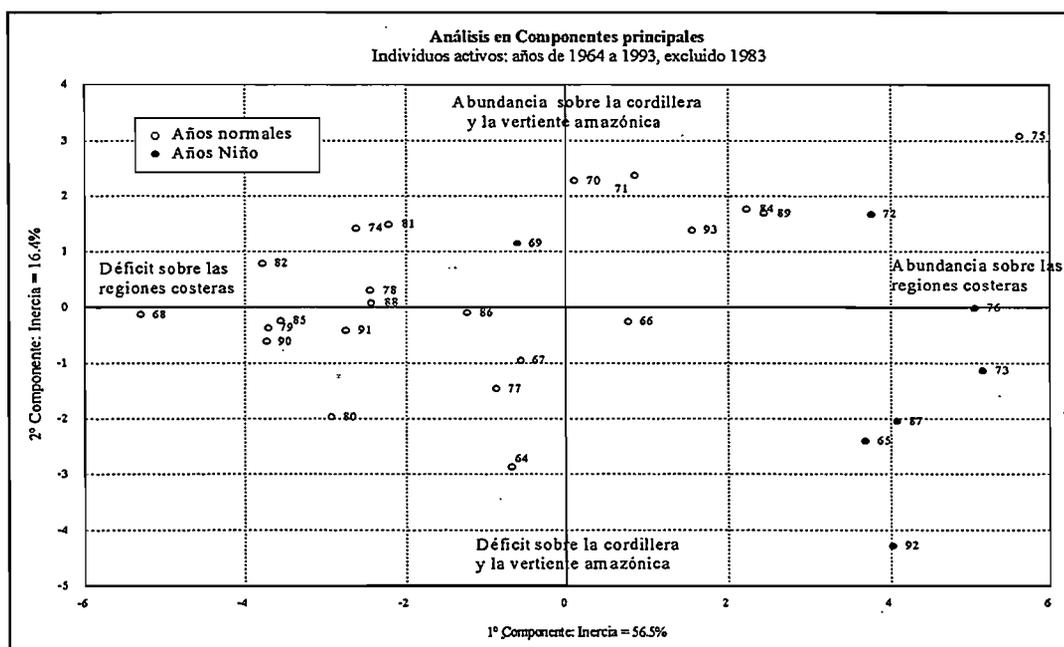


Fig. 6-7b: ACP de los totales pluviométricos anuales del conjunto del Ecuador; individuos: años de 1964 a 1993 (excluido 1983).

Zona	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1º Componente	0,29	0,30	0,29	0,28	0,25	0,27	0,27	0,28	0,28
2º Componente	-0,10	-0,07	-0,11	-0,16	-0,16	-0,09	-0,07	-0,08	-0,07
Zona	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1º Componente	0,26	0,24	0,17	0,23	0,18	0,07	0,16	0,11	0,11
2º Componente	-0,09	-0,03	0,03	0,08	0,35	0,48	0,42	0,45	0,38

Tabla 6-6: Coordenadas de los índices pluviométricos en los primeros componentes de la ACP de los 18 índices pluviométricos.

6.6.2 ACP con los índices pluviométricos de las zonas más influenciadas por el Niño

Hemos realizado una segunda ACP considerando solamente las once zonas de la costa que tienen un peso máximo en el primer componente de la ACP precedente.

- * El *primer componente* explica sólo, el 79% de la varianza total, representa la abundancia o el déficit pluviométrico en esas zonas. El gráfico 6-8b de los individuos indica claramente que con excepción del evento de 1969, todos los El Niño tienen un peso positivo en este componente. Además indica que solo los años 1975 y 1989 tienen un peso positivo comparable a aquel de los años Niño. Esto confirma la fuerte relación entre la ocurrencia de un evento El Niño y la de precipitaciones excedentarias en las regiones costeras del Ecuador.
- * El *segundo componente* explica solamente el 7% de la varianza (Tabla 6-7), pero es interesante ver que permite prácticamente encontrar la posición geográfica de cada zona (Fig. 6-8a). Los índices que tienen un peso positivo en este componente corresponden a las zonas situadas al sur (5 y 10). Los años que tienen un peso máximo positivo (1964, 1970, 1966, 1973) o negativo (1989, 1992, 1987) corresponden efectivamente en el segundo componente a anomalías máximas al norte o al sur de las regiones costeras.

Componente	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
% de varianza	79,4	7,3	5,5	2,2	1,8	1,2	1,1	0,8	0,4	0,3	0,2
% Acumulado	79,4	86,6	92,2	94,3	96,1	97,3	98,4	99,1	99,5	99,8	100,0

Tabla 6-7: Porcentaje de la varianza explicada por los componentes de la ACP de los once índices pluviométricos de las zonas costeras más influenciadas por El Niño y porcentaje acumulado.

Zona	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1° Componente	0,32	0,33	0,32	0,31	0,29	0,29	0,29	0,31	0,31	0,30	0,25
2° Componente	0,15	-0,03	-0,15	0,07	-0,46	0,34	0,16	-0,15	-0,20	-0,30	0,66

Tabla 6-8: Coordenadas de los índices pluviométricos en los dos primeros componentes de la ACP de los once índices pluviométricos de las zonas costeras más influenciadas por El Niño.

Las coordenadas de los índices pluviométricos en los primeros componentes de esas dos ACP se pueden considerar como la relación de los índices pluviométricos con El Niño (Tabla 6-6 y 6-8)

- * Observamos en el gráfico 6-7 que las coordenadas de los índices de las zonas 1 a 11 y 13 de la costa sobre el eje del primer componente están comprendidas entre 0,23 y 0,30; aquellas de los índices 1,2 y 3 de las zonas más próximas de la Cordillera son las más elevadas; las más débiles son aquellas de los índices de las zonas 5 (norte), 11 (cuenca este del relieve costero) y 13 (piedemonte occidental de la cordillera).
- * Las coordenadas de los otros índices son más débiles. Entre estas, las más elevadas son aquellas de la zona costera la más septentrional (12) y del valle interandino expuesto al oeste; la más débil es aquella de la zona del corredor andino la situada más al norte (15).

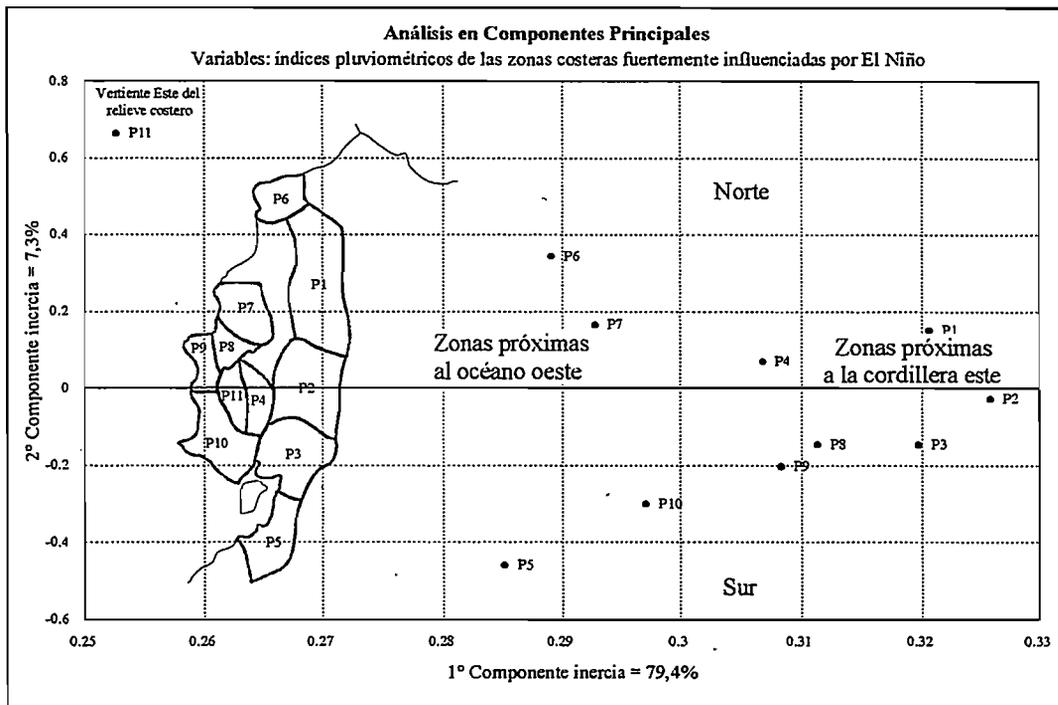


Fig. 6-8a: ACP de los índices pluviométricos anuales de las regiones costeras más influenciadas por El Niño; Variables: índices pluviométricos anuales. Observar la analogía entre la disposición de las variables y la carta real de su situación.

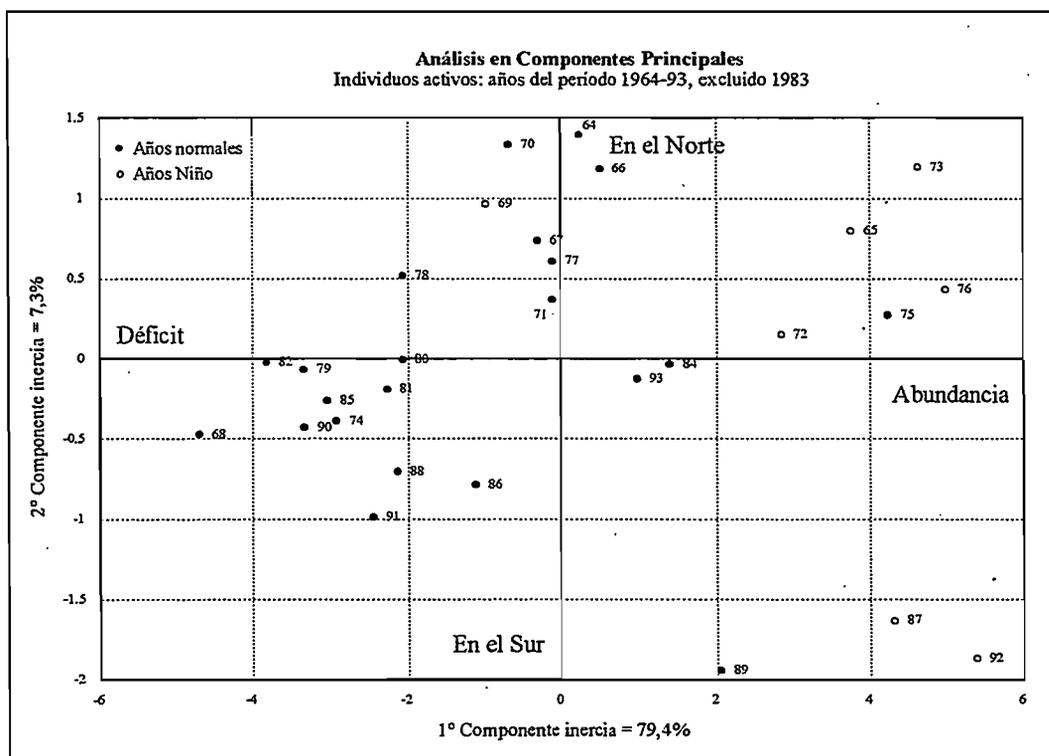


Fig. 6-8b: ACP de los índices pluviométricos anuales de las regiones costeras más influenciadas por El Niño; Individuos activos: años de 1964 a 1993, excluyendo 1983.

La ACP se revela aquí como una buena técnica para reagrupar las regiones que tienen un comportamiento pluviométrico semejante. Así la analogía entre los reagrupamientos y el mapa de situación de las zonas es impresionante. La ACP es igualmente un buen instrumento para caracterizar globalmente las distribuciones pluviométricas en el espacio de cada uno de los individuos que son los años. (Fig 6-8a y 6-8b)

6.7 REGIONALIZACION DE LA INFLUENCIA DE EL NIÑO SOBRE LAS PRECIPITACIONES ANUALES

6.7.1 En Ecuador

Los análisis anteriores concuerdan generalmente entre ellos, su combinación permite dividir al país en tres grandes sectores en función del nivel de relación entre los totales pluviométricos anuales y El Niño. La figura 6-9 es una representación de la última columna de la tabla 6-5 titulada "Influencia global".

a) El sector donde la influencia de El Niño es más fuerte

Corresponde a la mayor parte de las zonas costeras

- * Con excepción del evento de 1969, todos El Niño corresponden a años cuyas precipitaciones han sido excedentarias. Sin embargo, los años 1975 y 1989 no son años Niño, pero corresponden también a precipitaciones excedentarias en la mayoría de las regiones costeras.
- * Las medias de las precipitaciones de los años Niño son superiores a aquellas de los años no-Niño de 40 a 170%. Esta diferencia aumenta en porcentaje cuando los totales pluviométricos medios son más débiles, es máxima para la zona semi-árida de la Península (10) al suroeste del litoral. Esta diferencia es más elevada en valor absoluto para las zonas próximas a la Cordillera de los Andes donde las precipitaciones son más importantes.
- * Los coeficientes de correlación lineal entre los valores tipificados de la TSM del bloque Niño 1+2 y los índices pluviométricos de las zonas próximas de la Cordillera de los Andes son superiores a 0,4 y las pendientes de las rectas de regresión son superiores a 0,5.
- * El nivel de agregación de la TSM del bloque Niño 1+2 con las zonas de la costa es relativamente débil, por tanto significativo.
- * Todas estas zonas tienen un peso importante en el primer componente de la ACP, primer componente en el cual todos los años Niño tienen un peso positivo, con excepción de 1969.
- * Una zonificación más detallada en la costa permite dividir este sector en tres sub-conjuntos. El primero, cuyos totales parecen estar más fuertemente relacionados con El Niño, corresponde a las zonas de la planicie del Río Guayas cercanas a la Cordillera de los Andes (nº 1 a 4). El segundo que parece paradójicamente ser menos fuertemente relacionado con El Niño, corresponde al conjunto de las zonas cercanas al Océano comprendidas entre Esmeraldas y El Oro (nº 5 a 10). El último corresponde a la zona de Paján (11) situada en la vertiente oriental de la pequeña cordillera costera.

b) El sector donde existe esta relación, pero más débilmente

Corresponde a la parte norte de las regiones costeras (12 y 13) y a la zona de la Cordillera de los Andes sometida a la influencia directa de las masas de aire oceánicas (14). La zona Jubones es quizá más representativa de toda una banda de transición entre la zona costera y la Cordillera de los Andes.

- * Los años cuya pluviometría es excedentaria corresponden la mayor parte del tiempo a años Niño, pero esto no es el único fenómeno que origina lluvias abundantes. Además algunos eventos El Niño pueden corresponder a precipitaciones normales o deficitarias.
- * Las diferencias entre las medias de los años Niño y no-Niño son solamente de 20 a 30%.
- * Con excepción de la zona San Lorenzo (12), los coeficientes de correlación lineal no son significativos.
- * Las coordenadas de estas zonas en el eje del primer componente de la ACP son más débiles que aquellas de las zonas precedentes.

- * Las estaciones de la zona de Jubones (14) están situadas a más de 1500 m de altitud en el lado occidental de la Cordillera de los Andes al sur del país. La zona de San Miguel (13) está también situada en este lado de la Cordillera en una situación semejante al norte del país pero a altitudes ligeramente inferiores. Podemos suponer que el conjunto de las regiones situadas a más de 1000-1500 m de altitud en la vertiente occidental están sometidas a una influencia moderada de El Niño. Pero esta suposición pudo ser verificada solamente para algunas estaciones aisladas, ya que para estas regiones muy accidentadas y poco habitadas existe poca información pluviométrica.

c) El sector donde esta relación es nula o no significativa

Corresponde a las zonas de los valles interandinos que no están directamente influenciadas por las masas de aire del Pacífico y a la zona de la vertiente amazónica.

- * Ciertos años Niño corresponden a precipitaciones excedentarias, otros a lluvias normales y otros a deficitarios. Además, las lluvias excedentarias han sido numerosos años no-Niño.
- * No existe diferencia notable entre las medias de los años Niño y no-Niño.
- * Los coeficientes de correlación lineal entre la TSM del bloque Niño 1+2 y los índices pluviométricos no son significativos.
- * El nivel de agregación de la partición de estas zonas con la TSM del bloque Niño 1+2 es muy elevado, por lo tanto significativo.
- * Estas zonas que tienen un peso muy débil en el primer eje de la ACP; tienen por el contrario un peso importante en el segundo componente que parece independiente de El Niño. Pero, representa más bien la abundancia o el déficit pluviométrico en la Sierra y en la Amazonía
- * El año 1983 en este sector es superior a la normal pero no corresponde a precipitaciones excepcionales.

El sector comprendido entre las zonas 1, 6 y 7 cuya información es insuficiente ha sido integrado a las zonas que le rodean. La falta de información pluviométrica en la región húmeda de bosque tropical del norte de la costa no permite definir la posición exacta del límite norte de la influencia directa de El Niño sobre las precipitaciones anuales.

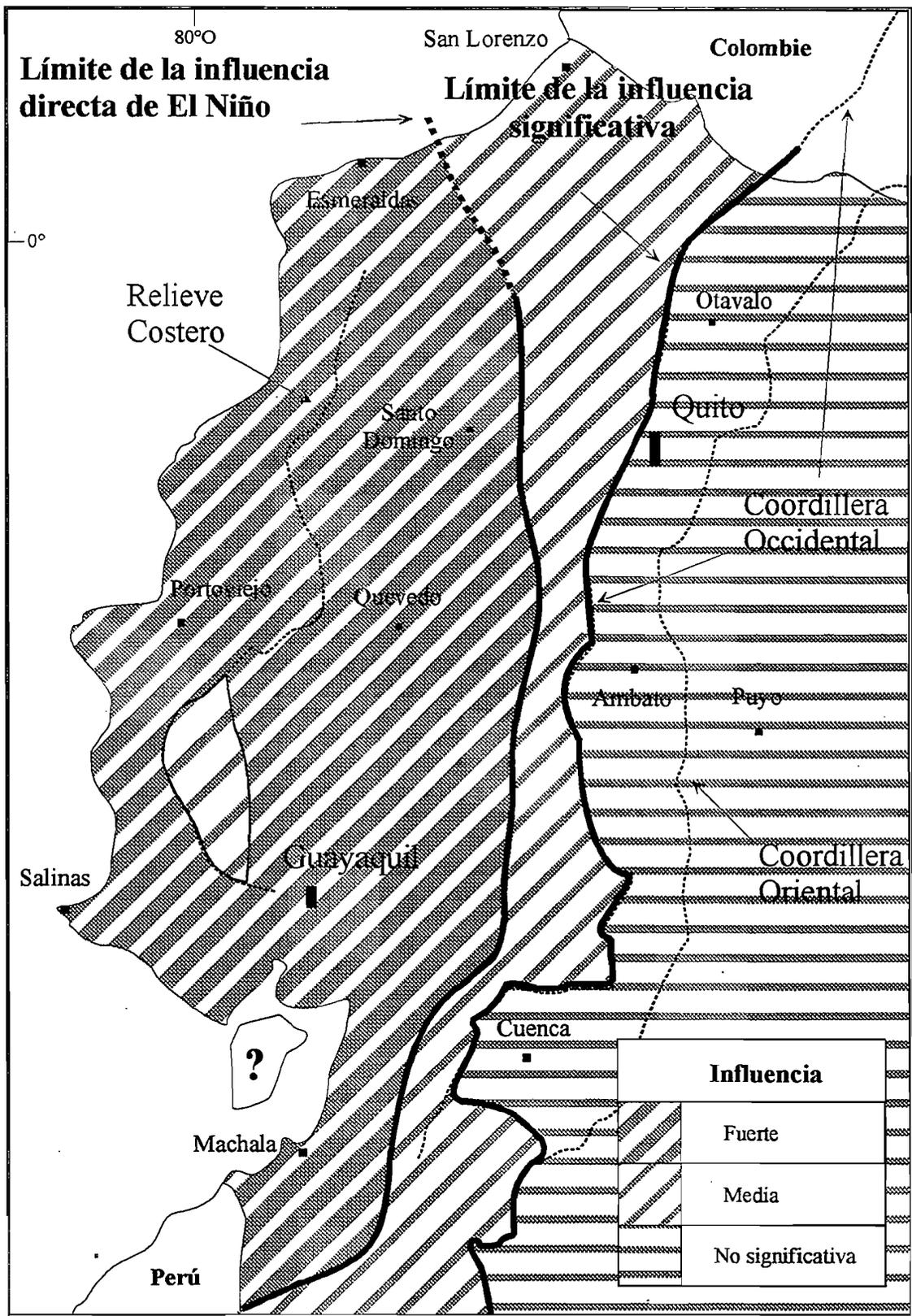


Fig. 6-9: Influencia de El Niño en las precipitaciones anuales en el Ecuador.

En resumen, podemos decir que El Niño se traduce por precipitaciones excedentarias en la mayor parte de las regiones costeras del Ecuador. Esta relación es menos fuerte al norte de las regiones costeras en las vertientes occidentales de la Cordillera de los Andes a más de 1500 m de altitud. Los totales de los valles interandinos y de la vertiente oriental son independientes del fenómeno (Fig. 6-9).

6.7.2 En el Nor-oeste de América del Sur

La influencia del ENSO en las precipitaciones ha sido objeto de numerosas investigaciones desde los años 1980 y el evento excepcional de 1983. La relación entre los excesos o déficits pluviométricos y la ocurrencia o no de un ENSO fue estudiada en la mayoría de los países cercanos al Océano Pacífico (Francou y Pizarro, 1985; Morlière y Rébert, 1986; Aceituno, 1988; Rogers, 1988; Kousky y Ropelewsky, 1989; Hastenrath, 1990; Kahya y Dracup, 1993; Simpson y al, 1993), en las regiones más alejadas como la India o África (Hastenrath, 1988; Kiladis y Van Loon, 1988; Eltahir, 1996) aún hacia el conjunto del planeta (Ropelewski y Halpert, 1987 y 1996; Kiladis y Díaz, 1989). Estos estudios señalan que en el noroeste de América del Sur El Niño provoca precipitaciones y escurrimientos superiores a la normal en el litoral Pacífico del norte del Perú (Waylen y Caviedes, 1986; Tapley y Waylen, 1990), mientras que en la cuenca Caribeña de Colombia genera un déficit (Bocanegra y Caicedo, 1994; Aceituno y Garreaud, 1995).

El límite entre estos dos efectos antagónicos está mal definido por falta de estudios precisos de los datos hidro-pluviométricos del Ecuador, por lo tanto, este país situado entre Colombia y Perú, está sujeto fuertemente a la influencia de El Niño (CEPAL, 1983; Nouvelot y Pourrut, 1984). La homogeneización de las series pluviométricas de las estaciones de las regiones costeras del Ecuador así como de cuatro valles interandinos y de un sector de la cuenca amazónica, permitió crear índices pluviométricos continuos en el período 1964-1993; estos índices permitieron analizar por primera vez sobre un período de 30 años comprendiendo varios eventos, la influencia de El Niño en las precipitaciones anuales del Ecuador. El límite de la influencia directa del ENSO en las precipitaciones anuales en Ecuador corresponde a los primeros relieves de la Cordillera de los Andes al este y se sitúa entre Esmeraldas y San Lorenzo al norte. La influencia de El Niño es significativa únicamente en el lado occidental de la Cordillera de los Andes.

Al norte del Ecuador, Bocanegra y Caicedo (1994) determinaron las diferencias entre las medias de las precipitaciones de los años Niño y normales para 14 estaciones de Colombia. Así establecieron que las precipitaciones son ligeramente superiores a la normal en los años Niño en la franja costera al sur de Buenaventura ($\sim 3^{\circ}\text{N}$), próxima a la normal en Buenaventura y en las estaciones andinas, y deficitarias en las regiones septentrionales del lado Caribeño. Aceituno y Garreaud (1995) indicaron que los valores mensuales promedios de los caudales de los ríos Magdalena y Cauca del lado caribeño de Colombia son ligeramente inferiores a la normal de los años Niño, confirmando así la relación negativa entre la TSM del Pacífico oriental y las precipitaciones del lado noroeste de Colombia.

Al sur, Tapley y Waylen (1990) determinaron las lluvias anuales medias de los años Niño y normales de 18 estaciones del oeste peruano. El aumento de las precipitaciones de los años Niño es importante al norte del litoral entre Trujillo ($\sim 8^{\circ}\text{S}$) y el Ecuador, este aumento por el contrario no es más significativa al sur de Chimbote ($\sim 10^{\circ}\text{S}$). Un ligero déficit es por el contrario observado en las estaciones del Altiplano situadas entre Cuzco y el lago Titicaca. Waylen y Caviedes (1986) observaron el mismo gradiente de influencia de El Niño determinando los caudales promedios de los años Niño y normales de 13 ríos del noroeste Peruano.

Nuestro estudio realizado en Ecuador permite hacer la relación entre Colombia y Perú, determinando los límites de la fuerte influencia y de la influencia significativa de El Niño sobre las precipitaciones del noroeste de América del Sur. El límite de la fuerte influencia, aumento de las precipitaciones superiores al 40%, está situado alrededor de Trujillo (Perú, $\sim 8^{\circ}\text{S}$) al sur, éste corresponde a los primeros relieves de la Cordillera de los Andes al este (altitud inferior a 1.500 m) y está situado alrededor de Esmeraldas (Ecuador, $\sim 1^{\circ}\text{N}$) al Norte. La región donde el incremento de las precipitaciones es significativa ($>20\%$) en los años Niño corresponde al conjunto del lado occidental de la Cordillera de los Andes entre Chimbote (Perú ($\sim 10^{\circ}\text{S}$) al sur y el sur de Buenaventura (Colombia, $\sim 3^{\circ}\text{N}$) al Norte. La Fig. 6-10 sintetiza los resultados obtenidos e ilustra la influencia de El Niño en las precipitaciones del noroeste de América del Sur.

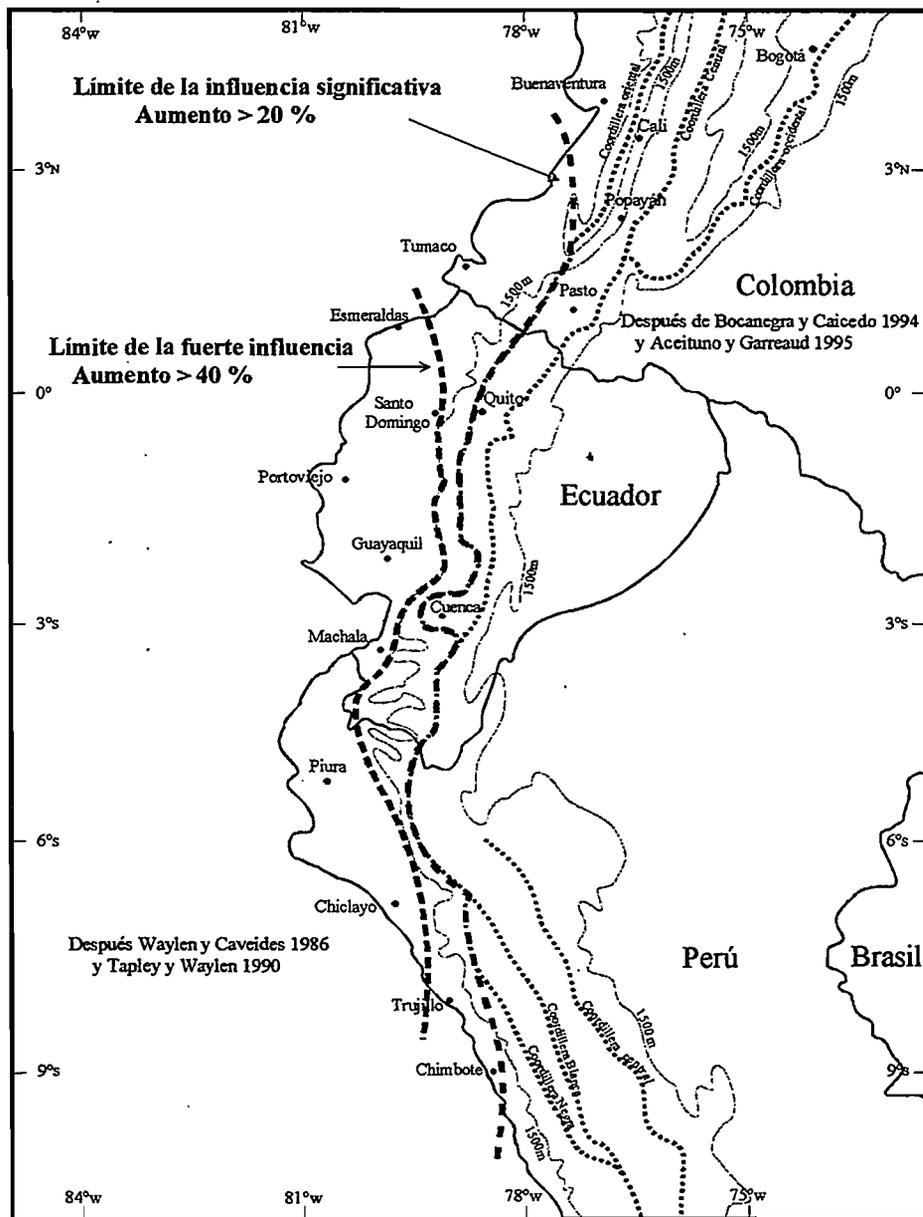


Figura 6-10: límites de la muy fuerte influencia (incremento de las precipitaciones >40%) y de la influencia significativa (incremento >20%) de El Niño en las precipitaciones anuales al Nor-oeste de América del Sur.

6.8 CONCLUSION

El Ecuador puede ser dividido en tres grandes zonas en función de la influencia de El Niño sobre los totales pluviométricos anuales. El Niño tiene una fuerte influencia en las precipitaciones de la mayoría de las regiones costeras. No aparece relación directa entre El Niño y los totales pluviométricos anuales de los valles interandinos y la vertiente amazónica. Los flancos occidentales de las cordillera de los Andes y el norte de las regiones costeras, constituyen una zona de transición influenciada por El Niño, pero de manera menos intensa que en el resto de las regiones costeras.

Continuaremos entonces, nuestro estudio únicamente en las regiones costeras (zonas nº1 a 18) donde los El Niño se traducen generalmente por precipitaciones excedentarias. Sin embargo, hemos visto que el evento de 1969 coincide con un año cuyas precipitaciones están cerca de la media o deficitarias. Igualmente remarcamos que lluvias superiores a la normal han sido observadas en ciertos años no-Niño (1975, 1989). La temperatura del Pacífico Oriental permite explicar una gran parte de las precipitaciones de las regiones costeras del Ecuador, pero éste no es el único factor responsable de la aparición de fuertes lluvias.

igualmente pudimos señalar que la influencia de El Niño no es uniforme y que varía de un evento a otro. Con el fin de indicar la variabilidad de la influencia de El Niño en las precipitaciones, vamos a caracterizar las anomalías pluviométricas observadas cada año Niño en el Litoral. Intentaremos así explicar mediante las situaciones meteorológica y sinóptica particulares de aquellos años el origen de estas anomalías de lluvia, determinaremos las anomalías de TSM e igualmente aquella de los vientos del Pacífico Oriental.

7. ANOMALIAS PLUVIOMETRICAS DE LOS AÑOS NIÑO

El Niño tiene una influencia directa sobre las precipitaciones en la mayoría de las áreas costeras del Ecuador. Es menos marcada al extremo norte del Litoral y en la vertiente occidental de la Cordillera de los Andes. Esta influencia es variable espacialmente, además varía de un evento a otro. Con la finalidad de indicar esta variabilidad, caracterizaremos las anomalías pluviométricas observadas en el Litoral para cada año Niño.

Como vimos, la TSM del bloque Niño 1+2 permite explicar el excedente pluviométrico de una gran parte de los años Niño. Sin embargo, otros factores e índices como las anomalías de viento también tienen influencia, las que se tratará de poner en evidencia y cuantificar en este capítulo.

7.1 FACTORES QUE CONDICIONAN LOS REGIMENES HIDROCLIMATICOS

Alrededor del globo terrestre, la atmósfera está sujeta a dos tipos de circulaciones, una meridiana y otra zonal. Entre el Ecuador y los trópicos, la circulación meridiana está caracterizada por la presencia de dos células de Hadley separadas por una zona de bajas presiones, la zona de convergencia intertropical (ZCIT, Capítulo 2) que está ligeramente desplazada hacia el norte. Sin embargo, en el transcurso del año, el sistema ecuatorial sigue el movimiento aparente del sol y se desplaza hacia el sur entre octubre y enero.

Los desplazamientos periódicos de la ZCIT hacia el hemisferio norte o sur ocasiona la penetración de masas de aire con diferentes características de temperatura y de humedad, que son las responsables de las lluvias. Mientras la ZCIT se encuentra al sur del Ecuador geográfico, las regiones costeras del Ecuador se encuentran bajo la influencia de masas de aire caliente y húmedo provenientes del noreste, que generan notables lluvias y un aumento de la temperatura del aire. Al contrario, el desplazamiento septentrional de la ZCIT ocasiona la penetración de masas de aire poco caliente y poco húmedo, proveniente del sureste, traducándose en lluvias más débiles y en una disminución de las temperaturas. Por otro lado, mientras la ZCIT pasa o se localiza en una cierta latitud, la actividad convectiva aumenta, lo que ocasiona lluvias convectivas, generalmente cortas pero intensas.

7.2 CARACTERISTICAS MEDIAS DEL PERIODO 1964-1993

7.2.1 Medias anuales en condiciones normales

El conjunto de los mapas de este capítulo han sido determinados con la ayuda de las series de 75 estaciones pluviométricas de buena calidad (Capítulo 5). Para trazar las isoyetas anuales del período 1964-1993, utilizamos igualmente las isoyetas del período 1964-1973 (Cadier y al, 1978). Las precipitaciones medias anuales de las regiones costeras del Ecuador aumentan del Oeste al Este y del sur al norte con una cierta irregularidad debida a los relieves locales (Fig. 7-1a).

Estas son mínimas en la Península de Santa Elena al suroeste, vertiente occidental del relieve costero, y la franja litoral meridional. El clima de estas regiones es tropical megatérmico árido a semiárido (Pourrut, 1994). Las precipitaciones anuales allí están comprendidas entre 250 y 500 mm y la vegetación es muy reducida. Estas regiones centro-meridionales del litoral están directamente sujetas a la influencia de la corriente fría de Humbolt. Estas condiciones generan masas de aire marítimo relativamente frío, la evaporación es muy inferior a aquella de las regiones que se encuentran un poco más al norte del Océano; lo que genera masas de aire poco húmedo y de baja temperatura que, cuando penetran en el continente, no pueden provocar precipitaciones, ya que el enfriamiento es insuficiente, dando origen a las neblinas o lluvias muy débiles llamadas localmente "garúa".

A menos de 100 Km. de distancia, hacia el interior costero, en la planicie del Guayas, de Esmeraldas y al norte de la provincia de Manabí, las precipitaciones pueden superar 2000 mm y hasta 3000 mm en una franja estrecha situada a una veintena de kilómetros de los primeros relieves de la Cordillera de los Andes. El clima es tropical megatérmico muy húmedo (Pourrut, 1994) y la vegetación natural es un bosque tropical húmedo denso. Entre los dos, la vegetación está principalmente constituida por un bosque seco donde predominan árboles grandes cuando las precipitaciones son inferiores a 1000 mm para dar lugar al bosque denso, cuando las precipitaciones aumentan. Las masas de aire de la depresión litoral del Guayas tienen una temperatura elevada y una humedad importante debido a la evaporación de las importantes zonas pantanosas y a la evapotranspiración del bosque. Estas masas de aire pueden estar sujetas a los mecanismos de enfriamiento adiabático y producir importantes precipitaciones.

A lo largo de las costas peruanas y sur-ecuatorianas, la corriente fría de Humbolt (temperatura de 14 a 18°C) proveniente del sur, toma enseguida dirección noroeste para calentarse y mezclarse progresivamente con la corriente ecuatorial sur (temperatura superior a 25°C). La zona de transición entre estas dos corrientes, llamada frente ecuatorial, está generalmente situada entre la costa norte del Perú y las islas Galápagos (0°-90°W), el cual se extiende hacia el oeste. La TSM del Océano Pacífico a lo largo de las costas del Ecuador es entonces, más fría al sur donde las aguas se enfrían por la corriente de Humbolt.

Los alisios son vientos convergentes que se dirigen hacia la depresión ecuatorial (ZCIT). En el este del Océano Pacífico, la posición media de la ZCIT es de 5° a 10°N, los alisios bordean América del sur y bajo la acción de la fuerza de Coriolis, tienen componente de sureste hacia 10°-15°S. Al norte del Ecuador, los vientos se orientan del suroeste y forman un ramal de monzón hacia el Golfo de Panamá (Capítulo 2, § 2.1.1). A nivel del Ecuador, los vientos vienen esencialmente del sur o del suroeste, gobernados por mecanismos de brisas.

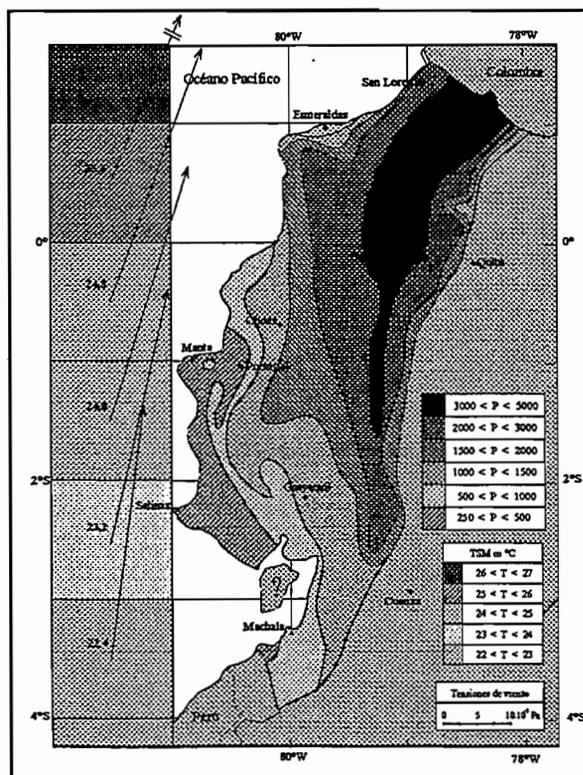


Fig. 7-1a: Precipitaciones medias anuales en mm. de la estación lluviosa (diciembre-mayo) en el total anual del período 1964-1993.

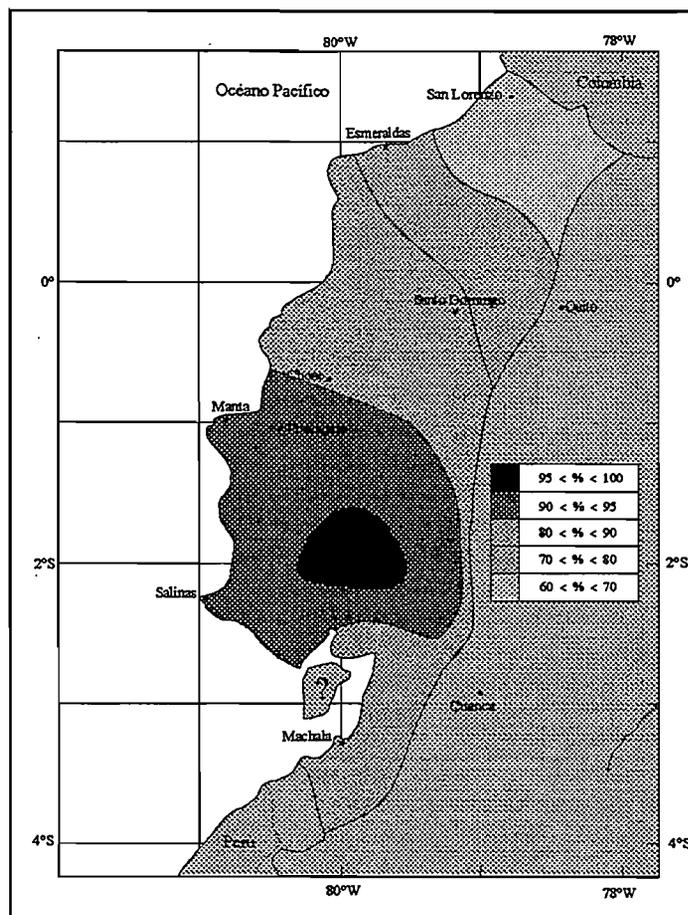


Fig. 7-1b: Precipitaciones medias, parte en % (derecha) de la estación lluviosa (diciembre-mayo) en el total anual del período 1964-1993.

7.2.2 Variación mensual de la precipitación

Las regiones costeras donde hemos analizado que El Niño tiene una influencia directa en las precipitaciones anuales, tienen un régimen estacional caracterizado por un período lluvioso único muy marcado (Figs. 7-1 y 7-3). Del 75 a más del 95% de las lluvias tienen lugar durante los meses de diciembre a mayo, las precipitaciones de los otros seis meses del año son muy débiles o inexistentes. Para las zonas del norte donde la influencia de El Niño es más débil, la estación lluviosa es menos marcada, el período de diciembre-mayo no totaliza más que el 60 al 75% de las precipitaciones.

El frente ecuatorial se sitúa habitualmente hacia el norte en julio, agosto y septiembre durante la estación seca y en enero, febrero y marzo hacia el sur que corresponde a la lluviosa. La TSM del bloque Niño 1+2 se considera representativa del Pacífico Oriental y de la región de ocurrencia de El Niño. Tiene un valor anual medio de 23,3°C en el período 1964-93. Sus valores mensuales tienen una distribución unimodal, el máximo tiene lugar en el mes de marzo y el mínimo en septiembre (Fig. 7-2). Los meses de abril a agosto tienen una variabilidad más elevada que aquellos de principio del año hidrológico, las desviaciones standar varían entre 0,7 y 1,3°C.

En el verano boreal, el anticiclón del Pacífico Este está cercano al continente, los alisios son más intensos y la ZCIT está en su posición septentrional extrema (8-10°N). Durante el invierno boreal, el anticiclón se aleja, los alisios se debilitan y la ZCIT está próxima y cruza al Ecuador.

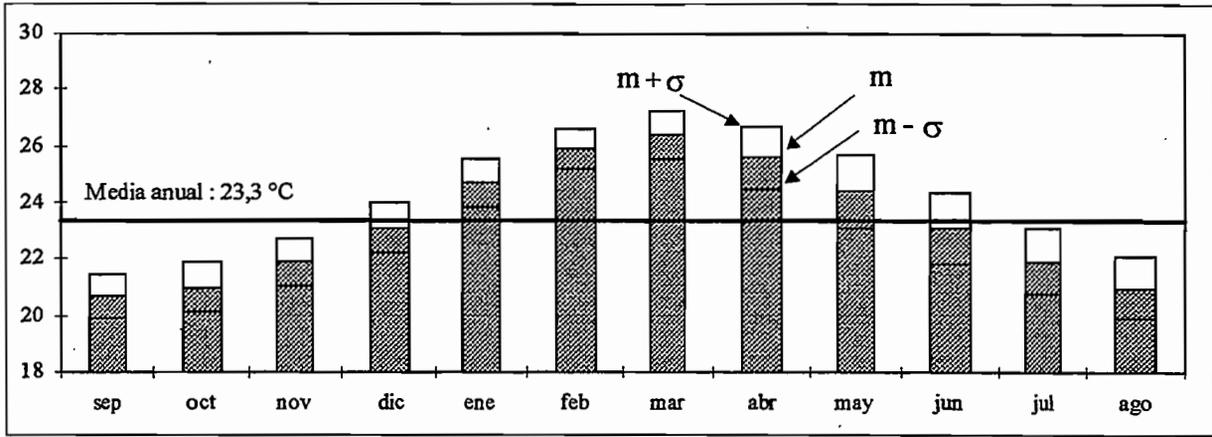


Fig. 7-2: Media (m) y desviación standar (σ) mensual de la TSM del bloque Niño 1+2 del período 1964-1993.

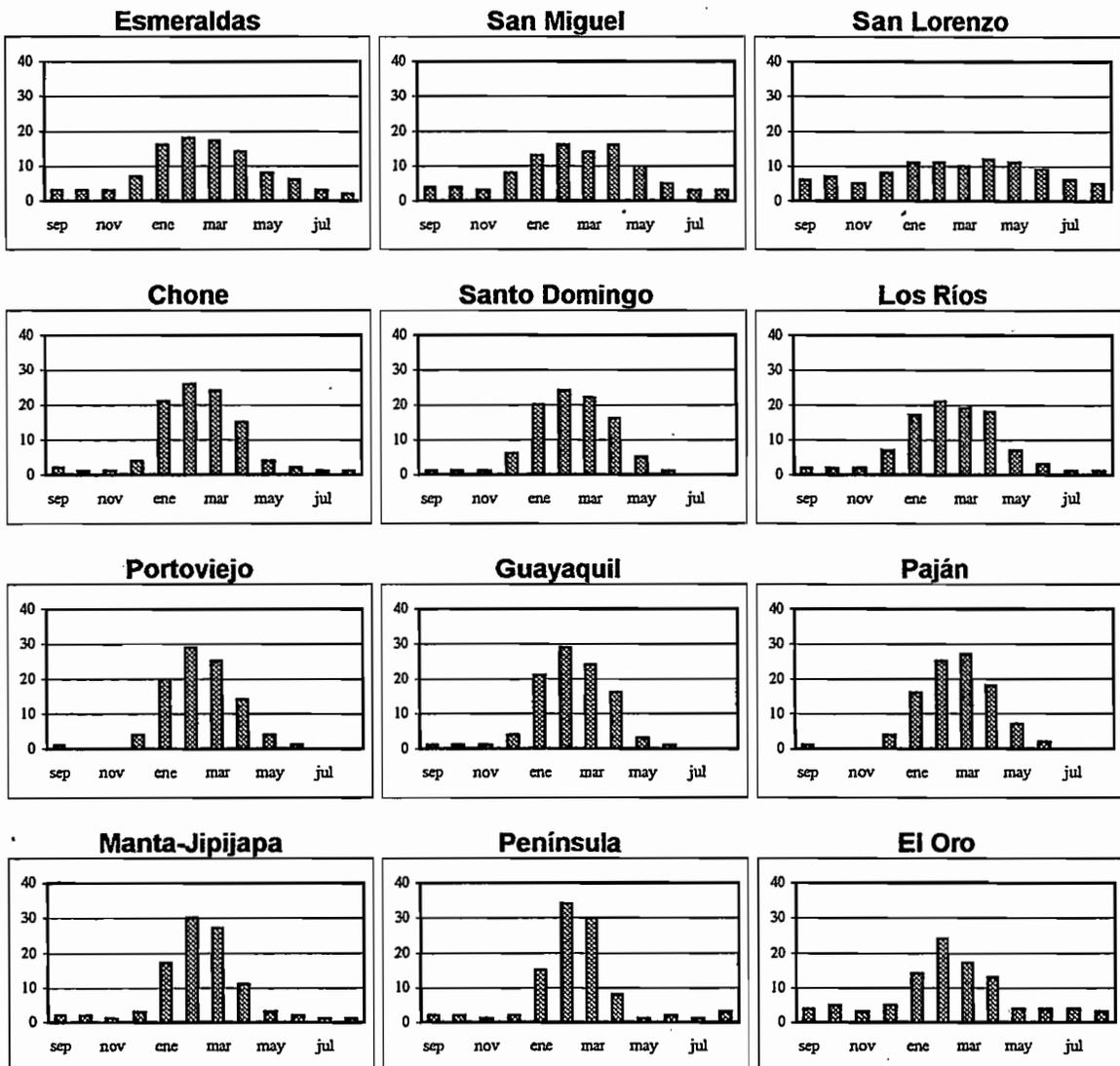


Fig. 7-3: Repartición mensual (en %) de las precipitaciones del período 1964-1993 de doce de las zonas pluviométricas de las regiones costeras del Ecuador.

7.2.3 Valores medios de la estación lluviosa (diciembre a mayo)

Las precipitaciones estacionales (diciembre a mayo) presentan la misma gradiente norte-sur y este-oeste que los valores anuales. Las lluvias son máximas (>2000 mm) en toda una zona paralela y cercana a la cordillera de los Andes y mínimas (<500 mm) en toda la franja costera comprendida entre Portoviejo y Machala (Fig. 7-4a). Se nota la fuerte irregularidad inter-anual de las precipitaciones observadas en la zona costera donde los coeficientes de variación de las precipitaciones medias estacionales supera los 0,4 en la mayor parte del Litoral (Fig. 7-4b)

Da Silva (1995) publicó solamente las anomalías (desviación de la media) de los índices de TSM y del viento de los bloques de $1 \times 1^\circ$, por lo tanto no disponemos de valores observados. La media estacional de la TSM del bloque Niño 1+2 del período 1964-1993 es de 25°C , es decir $1,7^\circ\text{C}$ más que la media anual. Los vientos medios observados en el continente, en las estaciones de superficie del INAMHI considerando períodos menores que 1964-1993, primero vienen en dirección del noreste al suroeste.

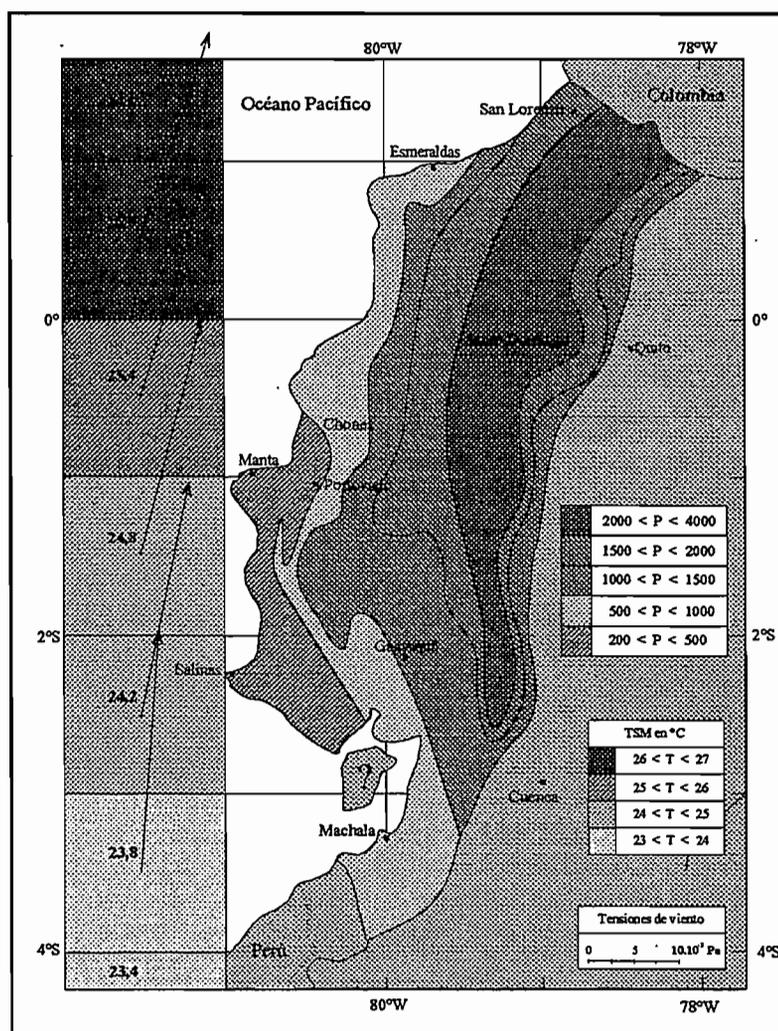


Fig. 7-4a: Precipitaciones medias estacionales (diciembre-mayo) en mm. del período 1964-1993

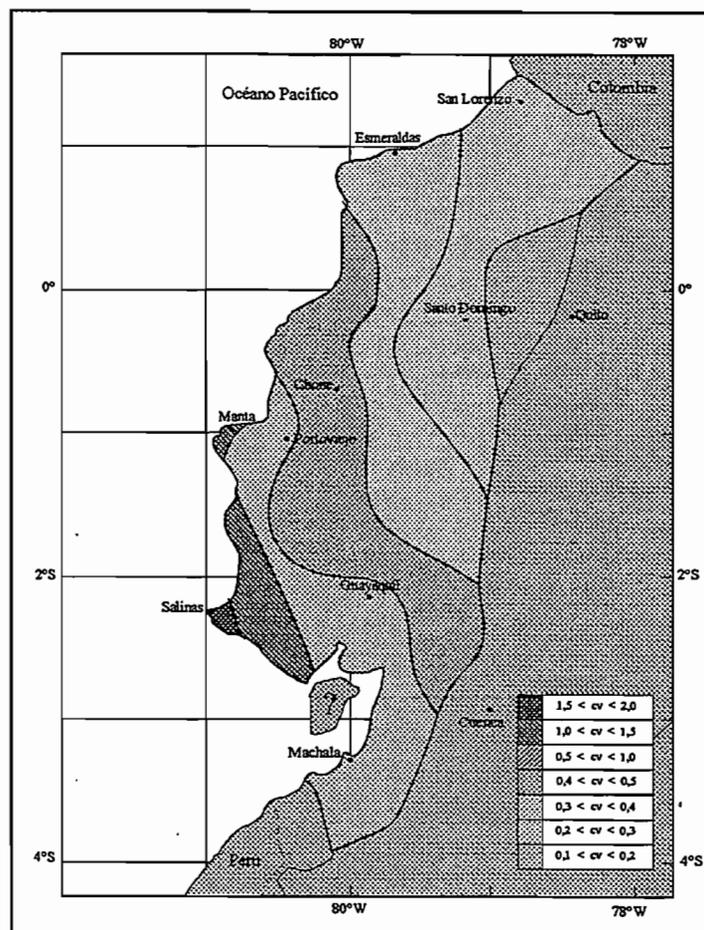


Fig. 7-4b: coeficiente de variación de los totales estacionales del período 1964-1993

7.3 CARACTERÍSTICAS DE LOS AÑOS NORMALES

La definición de la situación de los años normales o no-Niño, constituye una referencia que permitirá determinar la importancia de las anomalías observadas en los años Niño. Los años normales corresponden a todos los años del período 1964-1993 en el transcurso de los cuales un El Niño no ha tenido lugar (Tabla 7-1).

Años Niño	1965, 69, 72, 73, 76, 83, 87, 92
Años normales	1964, 66, 67, 68, 70, 71, 74, 75, 77, 78, 79, 80, 81, 82, 84, 85, 86, 88, 89, 90, 91, 93

Tabla 7-1: Años Niño y años normales del período 1964-1993 (ver Capítulo 4).

La media de las lluvias de los años normales es inferior a la media de todos los años del período 1964-1993 en conjunto de las áreas costeras (Fig. 7-5a). El máximo de las precipitaciones es observada en el mes de febrero en la gran mayoría de las regiones costeras. Sólo, la zona de Paján en la vertiente oriental del relieve costero tiene su máximo en marzo, y aquellas de San Lorenzo y San Miguel situada al norte tienen su máximo en abril (Anexo 7-1).

La TSM media del bloque Niño 1+2 de los años normales es evidentemente inferior a la media de todos los años del período 1964-1993, que incluye también los años Niño que son los años en el transcurso de los cuales existen anomalías positivas de TSM. Estas anomalías de TSM son más importantes en el sur de Ecuador, en donde el agua es más fría que en el norte. Las anomalías de la fuerza del viento tienen una intensidad de alrededor $3 \cdot 10^{-3}$ Pa y dirección nor-noreste (Fig. 7-5).

Las precipitaciones inferiores a la media observadas en los años normales pueden probablemente explicarse por el hecho de que la TSM del Pacífico oriental es relativamente más fría, lo que disminuye la evaporación. Además, las anomalías de viento del noreste no favorecen el desplazamiento de las masas de nubes hacia el continente.

La media de las anomalías de los índices de TSM y del viento de los bloques de $1 \times 1^\circ$ (Da Silva, 1995) no es nula en el período 1964-1989, ya que la media utilizada por Da Silva para determinar las anomalías (desviación de la media) ha sido calculada en el período 1945-1989. Varias series tienen medias muy distintas en los períodos 1945-1960 y 1960-1989. Por ejemplo, la media de los índices de viento meridional del bloque situado entre 3 y 4°S del período 1964-1989 es netamente superior a aquella del período 1945-1989 ($2 \cdot 10^{-3}$ Pa de diferencia). Esto explica porque las anomalías medias de viento meridional de los años normales y los años Niño del período 1964-1989 no tienen direcciones opuestas (Fig. 7-5).

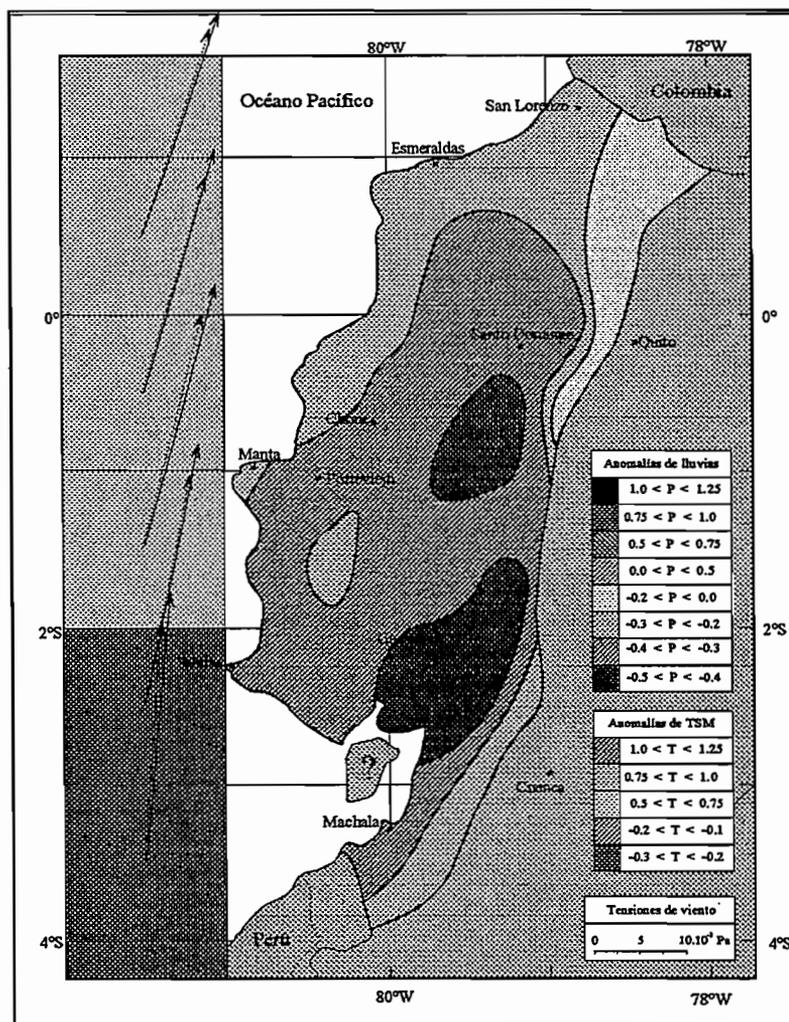


Fig. 7-5: Anomalías estacionales medias expresadas en desviación-standar de las precipitaciones, de la TSM y del viento de los años normales y de los años Niño.

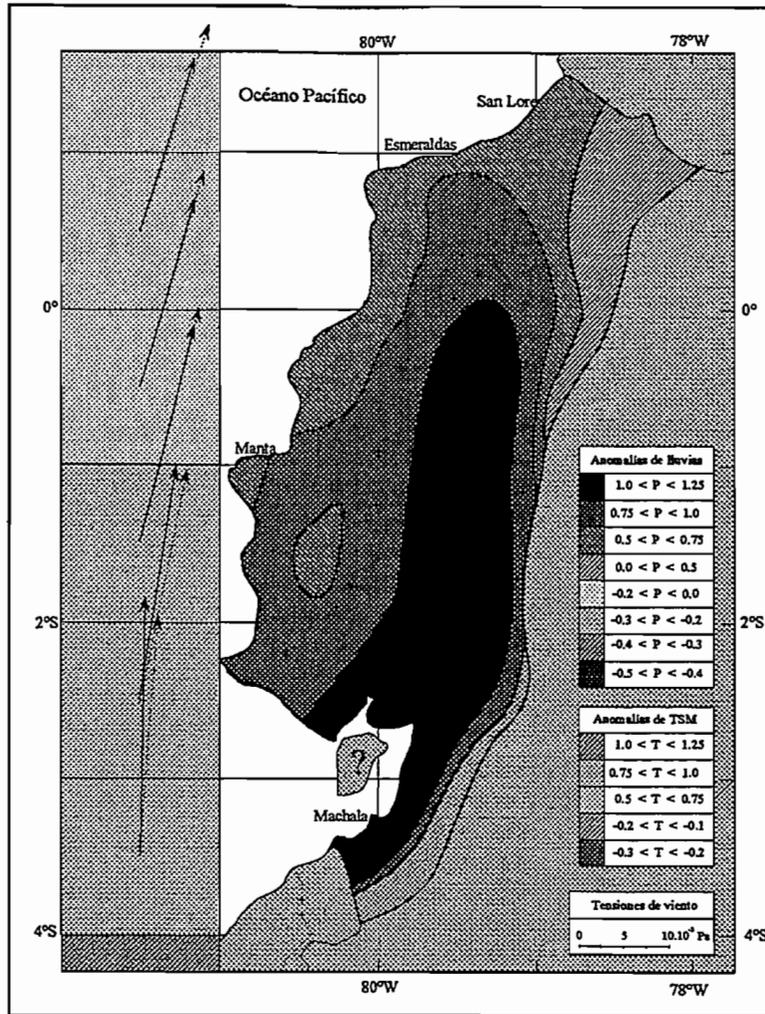


Fig. 7-5: Anomalías estacionales medias expresadas en desviación-standar de las precipitaciones, de la TSM y del viento de los años Niño.

7.4 CARACTERISTICAS DE LOS AÑOS NIÑO

Para comprender mejor los mecanismos que generan las anomalías de precipitación, analizamos la distribución espacial y temporal de estas anomalías así como de aquellas de TSM y de viento de los ocho años Niño en comparación de la media de los años normales y de los años Niño.

7.4.1 El Niño canónico o Niño medio

El Niño canónico (Rasmusson y Carpenter, 1982) es igual a la media de los valores de los años Niño. Es entonces, igual a la media de los valores de los años 1965, 1969, 1972, 1973, 1976, 1983, 1987 y 1992 para el período 1964-1993.

La media de las precipitaciones de los años Niño es netamente superior a la media del período 1964-1993 en el conjunto de las regiones costeras del Ecuador (Fig. 7-5). Las anomalías son máximas en la parte este de la planicie del río Guayas entre Santo Domingo y Guayaquil, éstas disminuyen cuando se aproximan a la cordillera de los Andes en el este y del Océano Pacífico al Oeste. En los años Niño, se observa un desfase del máximo de precipitaciones de febrero a marzo, y un aumento de las precipitaciones más importante a finales de la estación lluviosa. (Fig. 7-6).

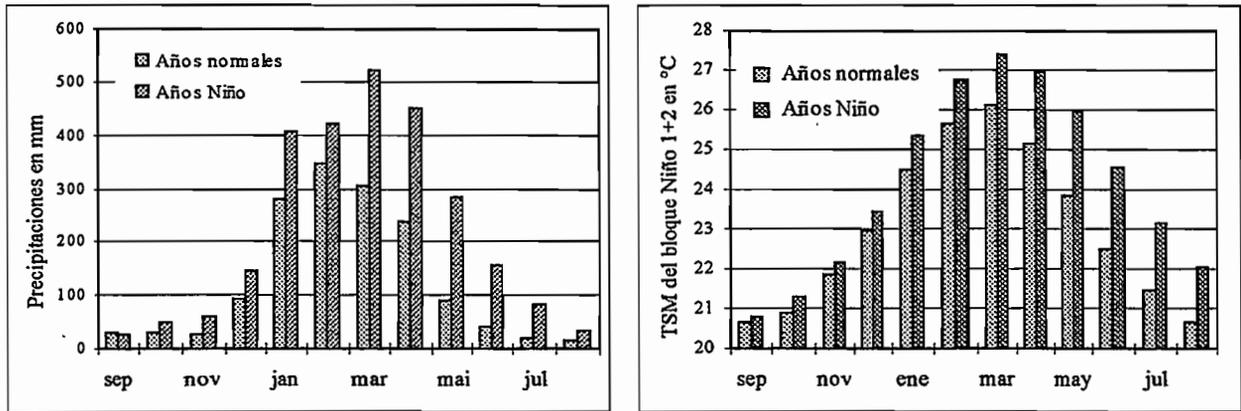


Fig. 7-6: Variación mensual de los años Niño y de los años normales de las precipitaciones medias de las zonas costeras próximas a la cordillera de los Andes(izq.) y. de la TSM del bloque Niño 1+2 (der.)

La TSM del bloque Niño 1+2 y del Océano Pacífico oriental es evidentemente superior a la media. Las desviaciones son más importantes en el sur donde el agua es más fría (Fig. 7-5), y durante la segunda mitad de la estación lluviosa (Fig. 7-6).

Las anomalías medias de tensión de los vientos son máximas en el norte donde están en dirección suroeste y de noroeste en el sur pero con una intensidad más débil. Los excesos pluviométricos observados en los años Niño pueden probablemente explicarse por el aumento de la TSM del Pacífico oriental y por la intensificación de los vientos del Oeste. Estas anomalías de viento favorecen el desplazamiento de las masas de nubes hacia el continente que al encontrarse con la cordillera de los Andes son forzados a un ascenso mecánico, provocando precipitaciones.

7.4.2 El Niño de 1965

Las lluvias son superiores a la media en una franja de una centena de kilómetros paralela a la Cordillera de los Andes, con un máximo localizado hacia el norte de Guayaquil. Estas son ligeramente deficitarias en los alrededores de Portoviejo y de Salinas así como en el noreste del Litoral. Las anomalías de TSM son relativamente importantes, el máximo es observado a finales de la estación lluviosa (anexo 7-1). La anomalía acumulada de TSM del bloque Niño 1+2 de los meses de El Niño es de 14.5°C (Capítulo 4, §4.3.3). Las anomalías de viento no son muy marcadas. En el centro y en el sur, son opuestas a aquellas de El Niño canónico, éstas han debido reducir la influencia del fuerte calentamiento en las lluvias.

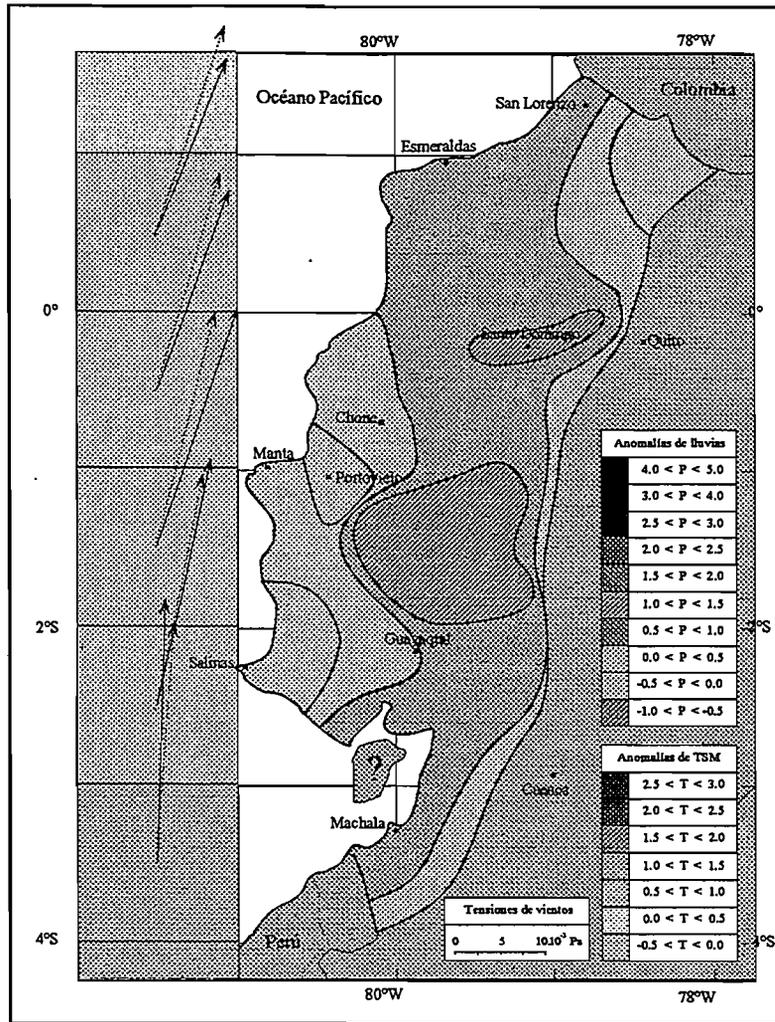


Fig. 7-7a: Anomalías de lluvias, de TSM y de viento durante El Niño de 1965.

7.4.3 El Niño de 1969

Este evento es diferente de todos los otros ya que las precipitaciones observadas son deficitarias en el conjunto de las regiones costeras, mientras que un calentamiento de la TSM centrada en la estación lluviosa es observado (Anexo 7-1). La anomalía acumulada de TSM del bloque Niño 1+2 de los meses de El Niño es de 8,6°C. Las anomalías de tensión de viento tienen un componente meridional elevado de la dirección norte (4 a 6 · 10⁻³ Pa) opuestos a aquellos de los otros años Niño. Las masas de nubes han debido ser transportadas hacia el sur y el este, alejándose así del continente. Esto explica, probablemente, el calentamiento marcado del Pacífico Oriental no provocó abundantes lluvias.

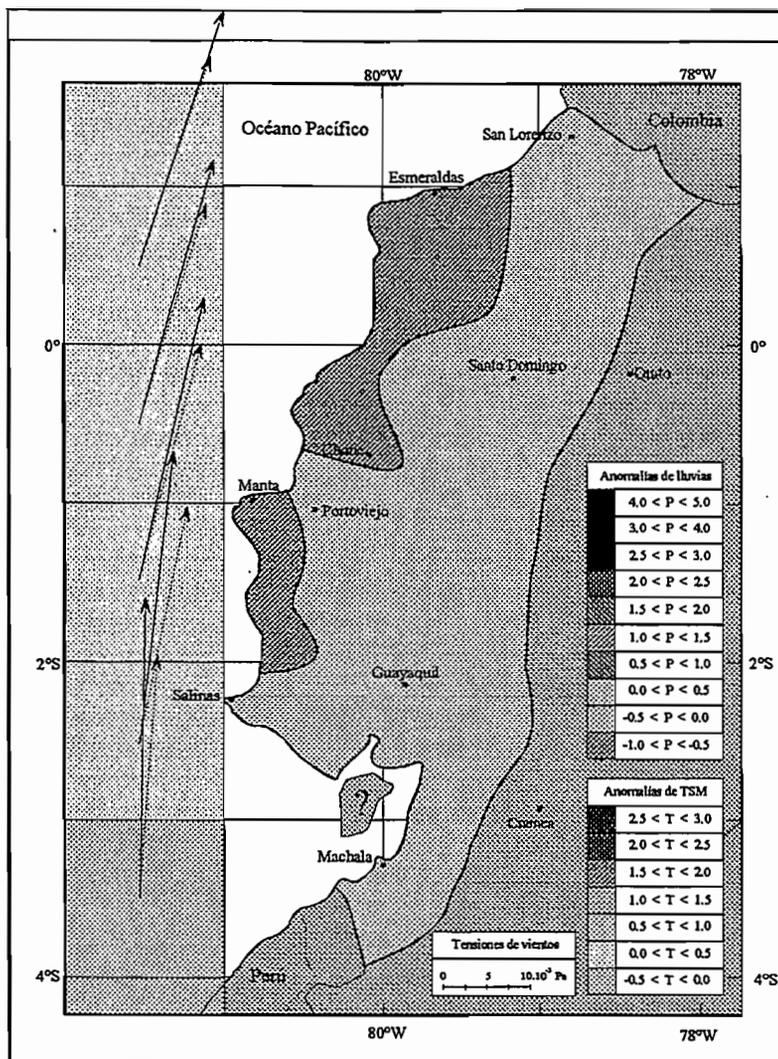


Fig. 7-7b: Anomalías de lluvias, de TSM y de viento de El Niño de 1969.

7.4.4 El Niño de 1972

Las precipitaciones son superiores a la media en la mayoría de la cuenca del Guayas y en el sur de las regiones costeras; el máximo se observa en el sureste de Guayaquil. Estas son deficitarias al sur de Portoviejo, en los alrededores de Chone, así como en el noroeste del Litoral entre Esmeraldas y Santo Domingo. La elevación de TSM es observada a finales de la estación lluviosa y se prolonga hasta 1973 (anomalía acumulada 11,6°C). Las anomalías de viento son del suroeste en el norte y del sur en la parte sur. El calentamiento del Océano y los vientos son probablemente favorables para el aumento de lluvias. Sin embargo, las anomalías de TSM han tenido lugar a finales de la estación lluviosa, su impacto en el total estacional es más débil.

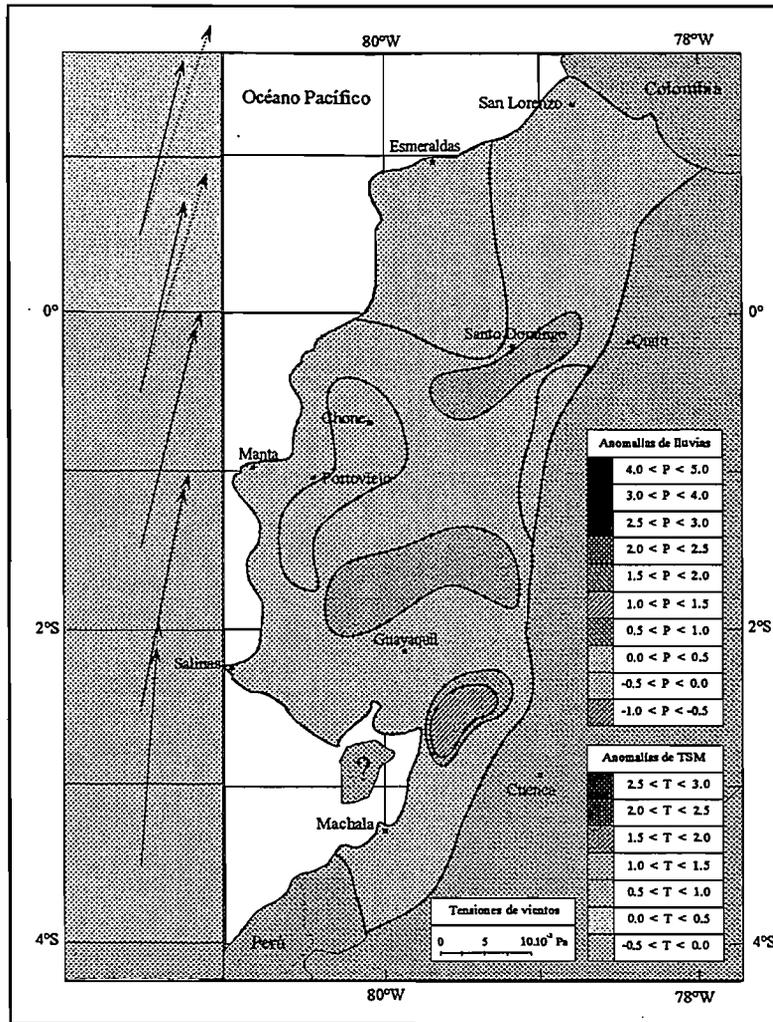


Fig. 7-7c: Anomalías de lluvias, de TSM y de viento de El Niño de 1972.

7.4.5 El Niño de 1973

Las precipitaciones son superiores a la media en la mayoría de las áreas costeras. Son máximas al sur de Esmeraldas y al norte de Guayaquil. Disminuyen cuando se aproximan al sur y hacia la Cordillera de los Andes y hacia el Océano. Son igualmente deficitarias en el Oeste en los alrededores de Salinas y de Manta. El calentamiento no es muy importante, se observa al comienzo de la estación lluviosa, y es consecutivo a aquel de finales de 1972 (anomalía acumulada de 4,4°C). Por el contrario, fuertes anomalías de viento del noroeste son observadas en el sur y de suroeste en el norte. Estas anomalías de viento son probablemente el origen de importantes precipitaciones observadas.

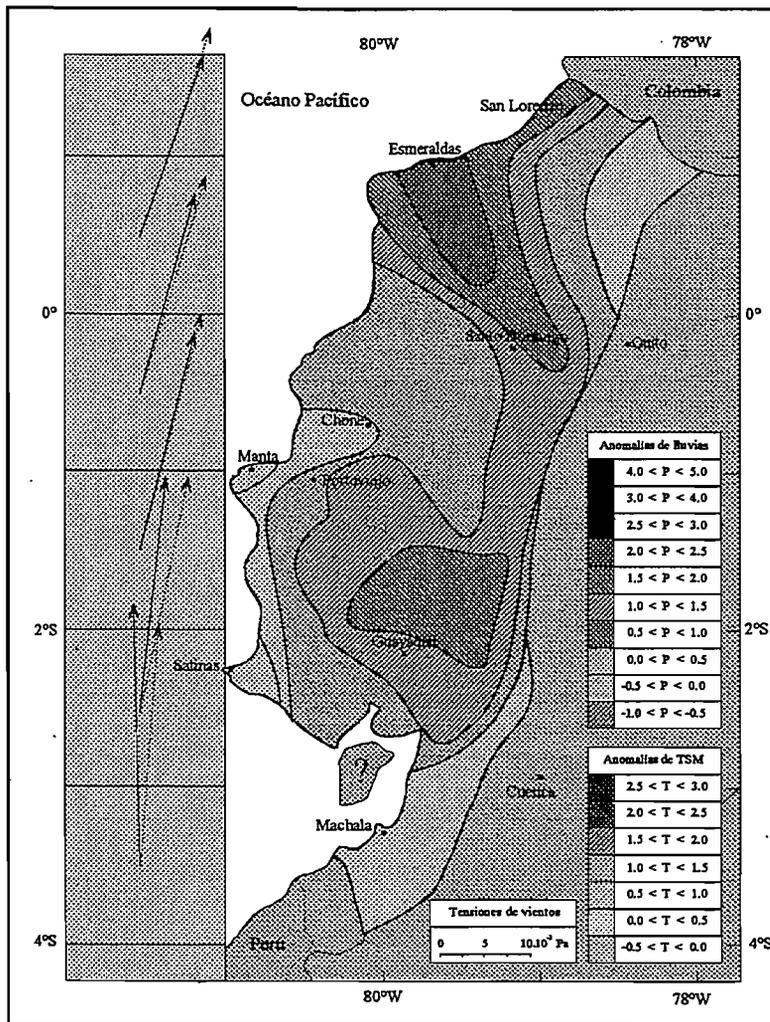


Fig. 7-7d: Anomalías de lluvias, de TSM y de viento de El Niño de 1973.

7.4.6 El Niño de 1976

Las precipitaciones son máximas en el centro del Litoral, especialmente en los alrededores de Chone. Disminuyen hacia el sur y el norte y cuando se aproximan a la Cordillera de los Andes. Son ligeramente deficitarias en la región de San Lorenzo en el norte y en el sureste de Santo Domingo. Las anomalías de TSM observadas a finales de la estación lluviosa no son muy importantes, son negativas en el norte del Ecuador. La anomalía acumulada de TSM del bloque Niño 1+2 de los meses de EL Niño es de 4,9°C. Fuertes anomalías de viento del suroeste son observadas al norte; estas son probablemente las anomalías de TSM pero sobre todo las fuertes anomalías de viento que son el origen de importantes precipitaciones.

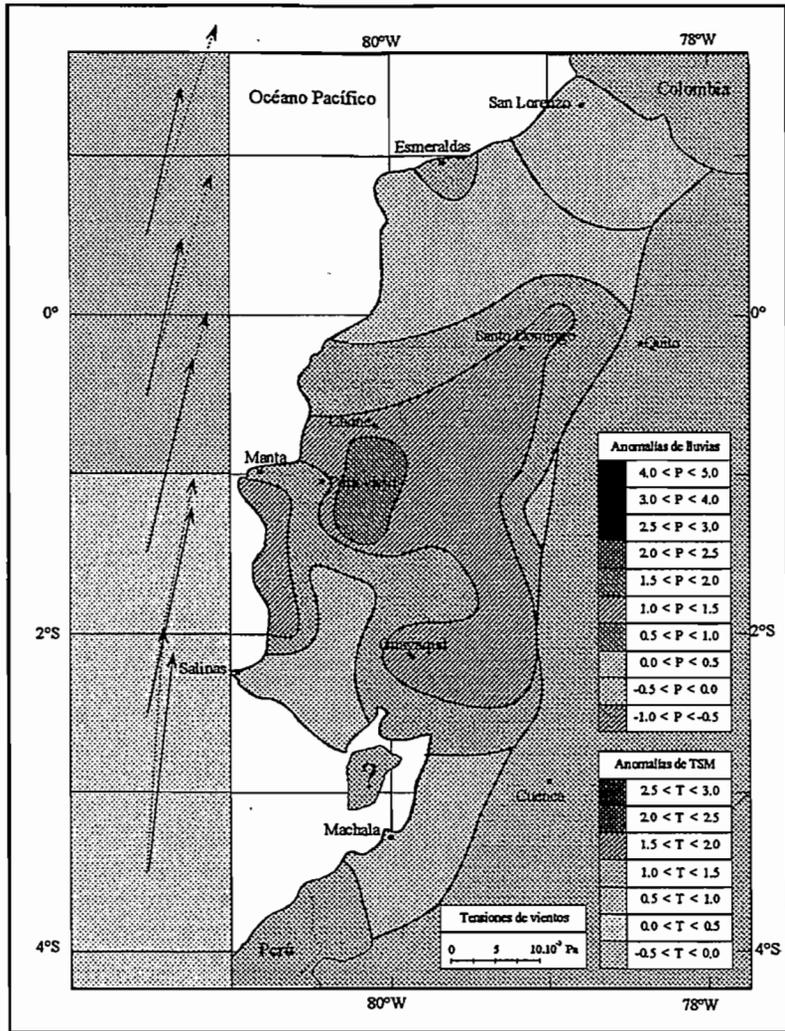


Fig. 7-7e: Anomalías de lluvias, de TSM y de viento de El Niño de 1976.

7.4.7 El Niño de 1983

Las precipitaciones de este Niño son superiores al de todos los otros eventos en el conjunto del Litoral; las anomalías son máximas en las regiones generalmente áridas comprendidas entre Manta y Machala, disminuyen hacia el norte y cuando se aproximan a la Cordillera de los Andes. El calentamiento es muy importante, es observado durante todo el año (anomalía acumulada de 34,87°C). Fuertes anomalías de viento del suroeste son observadas. Durante un período muy largo, todas las condiciones fueron reunidas; fuertes anomalías de TSM y de vientos del Oeste, para que precipitaciones de carácter excepcional sean observadas en el conjunto del Litoral del Ecuador.

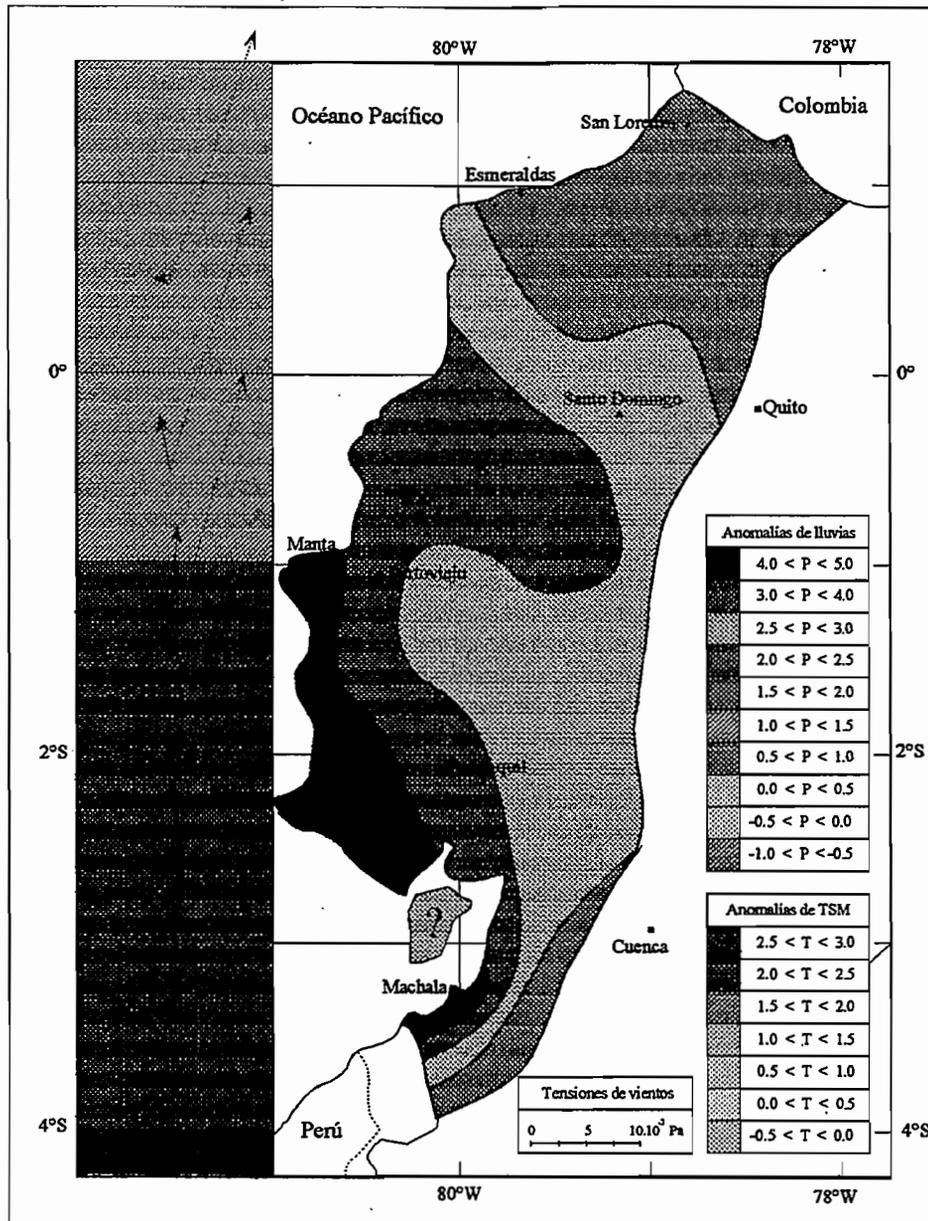


Fig. 7-7f Anomalías de lluvias, de TSM y de viento de El Niño de 1983.

7.4.8 El Niño de 1987

Las precipitaciones son máximas en el sur y en el norte del Litoral, disminuyen hacia el centro y cuando se aproximan a la Cordillera de los Andes, son ligeramente deficitarias en el norte, en las estribaciones de la Cordillera. La anomalía estacional media de TSM es de alrededor 1°C, ha tenido lugar en la mitad y a finales de la estación lluviosa, (anomalía acumulada de 10,0°C). Fuertes anomalías de viento del suroeste son observadas en el norte y del noroeste en el sur. El calentamiento del Océano y las anomalías de vientos del noroeste y del suroeste son probablemente el origen de las máximas precipitaciones.

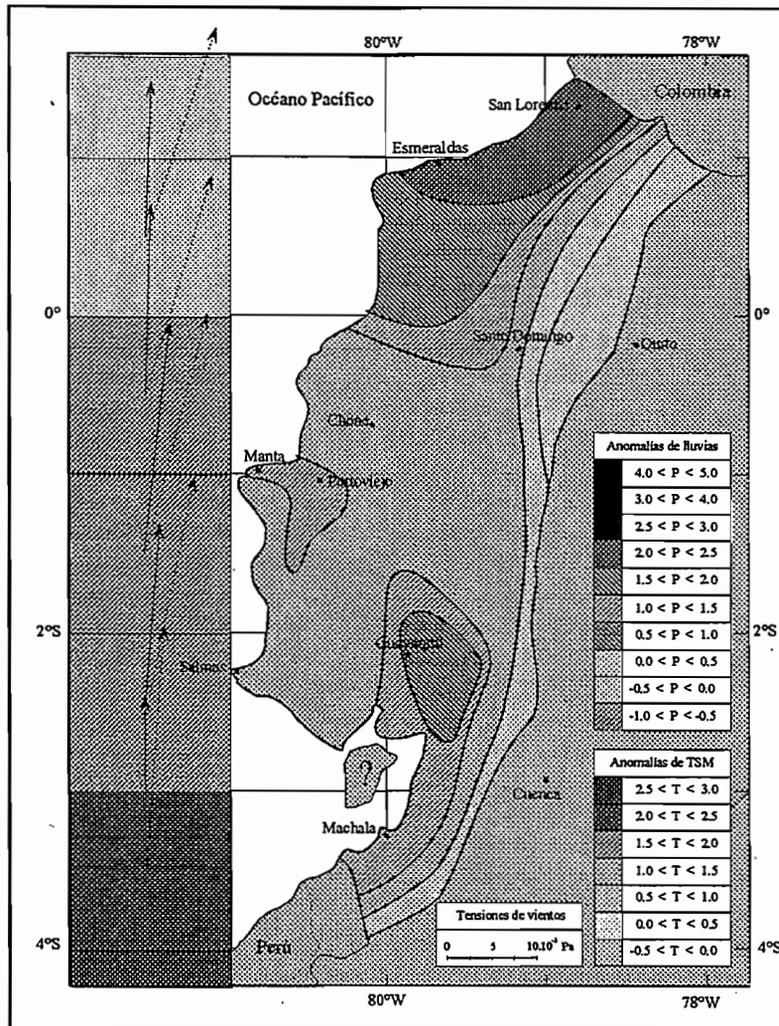


Fig. 7-7g: Anomalías de lluvias, de TSM y de viento de El Niño de 1987.

7.4.9 El Niño de 1992

Las precipitaciones son superiores a la media en todas las áreas costeras con excepción del piedemonte noreste, éstas son máximas en el relieve costero al suroeste. El calentamiento del Océano tuvo lugar a mitad y a finales de la estación lluviosa. La anomalía acumulada de TSM del bloque Niño 1+2 de los meses de El Niño es de $7,1^{\circ}\text{C}$.

No pudimos obtener las anomalías de TSM y de vientos de los bloques $1 \times 1^{\circ}$ del Pacífico oriental de los años 1990 a 1993. Por lo tanto no podemos saber si las anomalías de viento han sido favorables al desplazamiento de las masas de nubes hacia el continente.

Las anomalías de las TSM medidas a nivel del bloque Niño 1+2 son probablemente el origen de las lluvias excedentarias.

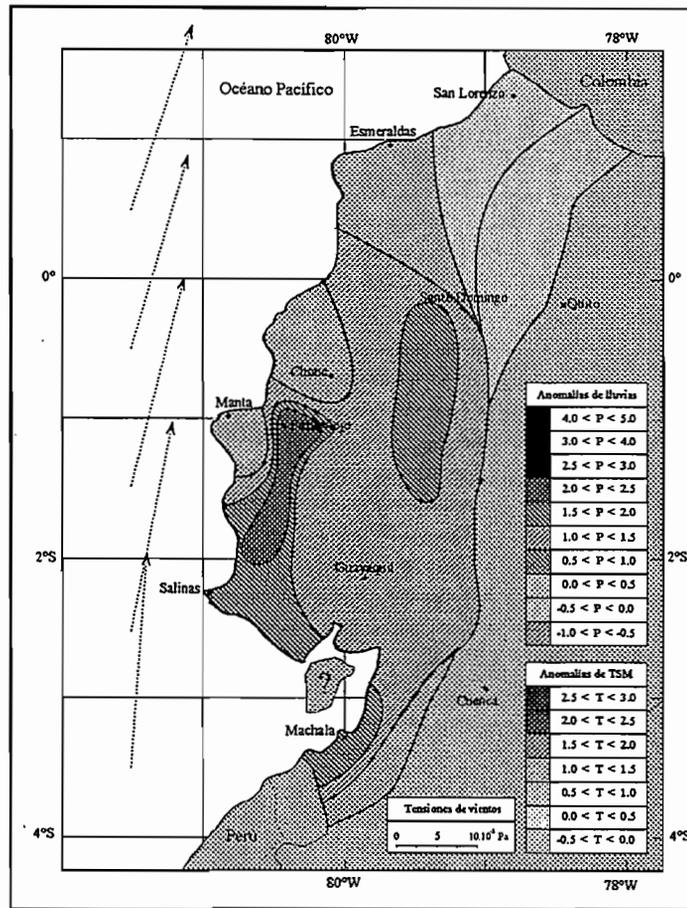


Fig. 7-7h: Anomalías de lluvias, de TSM y de viento de El Niño de 1992.

7.5 CONCLUSION

Durante el invierno boreal, el frente ecuatorial (FE) y la zona de convergencia intertropical (ZCIT) se desplazan hacia el sur, las regiones costeras del Ecuador se encuentran entonces, bajo la influencia de masas de aire caliente y húmedo provenientes del noreste. Estas masas de aire generan lluvias notables y un aumento de la temperatura del aire, es la estación lluviosa. El Niño corresponde a un fuerte desplazamiento del FE y de la ZCIT hacia el sur, el calentamiento del Océano a lo largo de las costas del Ecuador es generalmente acoplado a las anomalías de vientos del suroeste.

La comparación de las anomalías de precipitación, de TSM y de viento de los años Niño indica que ningún evento corresponde perfectamente al Niño canónico. Esta, indica también una fuerte diversidad para cada evento, que ilustra la complejidad del fenómeno. Las anomalías de lluvias están relacionadas a la amplitud del calentamiento pero también a las anomalías de viento. Por ejemplo la ausencia de lluvias en exceso en el transcurso de El Niño de 1969 puede ser explicada por las fuertes anomalías de vientos del norte y del noreste que debieron "barrer" las nubes hacia lo largo. En los años normales o no-Niño, la reducción de las precipitaciones es debido ciertamente al menor calentamiento del Pacífico oriental durante la estación lluviosa y al debilitamiento de los vientos del Oeste.

En una primera aproximación y considerando que los mecanismos no son tan simples, las precipitaciones observadas en las regiones costeras del Ecuador son ciertamente provocadas por el calentamiento de la temperatura superficial del Océano y por un refuerzo de los vientos del Oeste. Con el fin de explicar las anomalías pluviométricas, buscaremos sus relaciones con las series de TSM y de vientos del Pacífico oriental. Estudiaremos estas relaciones a nivel estacional, así como también mensual, considerando todos los años y no solamente los años Niño.

REPUBLICA DEL ECUADOR
MINISTERIO DE ENERGIA Y MINAS



INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA
E HIDROLOGIA

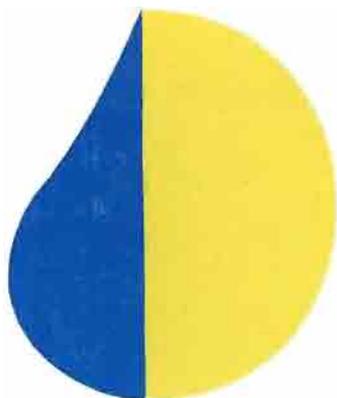


INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

**INFLUENCIA DE EL NIÑO SOBRE LOS
REGIMENES HIDRO-PLUVIOMETRICOS
DEL ECUADOR**

- Serie INSEQ N° 18 - Tomo III

Frédéric ROSSEL
Investigador del ORSTOM



inseq
inundaciones y
sequias

COOPERACION
FRANCO-ECUATORIANA



INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA
E HIDROLOGIA



INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

INFLUENCIA DE EL NIÑO SOBRE LOS REGIMENES HIDRO-PLUVIOMETRICOS DEL ECUADOR

- Serie INSEQ N° 18 - Tomo III

Frédéric ROSSEL

Investigador del ORSTOM

*Traducción, Revisión y Diagramación: Sra. Manuela Ortíz
Sra. Guadalupe Oñate
Ing. Carlos Lugo
Met. Antonio Rodríguez
Dr. Eric Cadier*



noviembre de 1997

TOMO I

CAPITULO 1: INTRODUCCION.....	1
CAPITULO 2: EL ENSO: FENOMENO ATMOSFERICO Y OCEANICO	4
CAPITULO 3: INDICES Y CLASIFICACIONES.....	29
CAPITULO 4: CARACTERIZACION ESPECIFICA DE EL NIÑO EN EL ECUADOR ...	50

TOMO II

CAPITULO 5: HOMOGENEIZACION Y REGIONALIZACION DE LA PLUVIOMETRIA ANUAL Y MENSUAL.....	1
CAPITULO 6: REGIONALIZACION DE LA INFLUENCIA DEL NIÑO EN LAS PRECIPITACIONES ANUALES.....	23
CAPITULO 7: ANOMALIAS PLUVIOMETRICAS DE LOS AÑOS NIÑO	43

TOMO III

CAPITULO 8: MODELOS EXPLICATIVOS DE LAS ANOMALIAS PLUVIOMETRICAS	1
CAPITULO 9: PREVISION DE LAS PRECIPITACIONES	35
CAPITULO 10: INFLUENCIA DEL NIÑO EN LAS LLUVIAS DIARIAS	56
CAPITULO 11: CONCLUSION GENERAL.....	66

INDICE

8. MODELOS EXPLICATIVOS DE LAS ANOMALIAS PLUVIOMETRICAS1

8.1 VARIABLES UTILIZADAS.....	1
8.2 EXPLICACION DE LOS TOTALES PLUVIOMETRICOS ESTACIONALES	3
8.2.1 Correlaciones lineales entre las precipitaciones y las variables explicativas	3
8.2.2 Análisis en los componentes principales de los índices de lluvia, de TSM y de viento	5
8.2.3 Condiciones tipo que provocan el aumento de las precipitaciones	7
8.2.4 Determinación de modelos explicativos de las anomalías pluviométricas estacionales ..	8
8.2.4.1 Determinación de modelos para las 13 zonas homogéneas	8
8.2.4.2 Primera regionalización.....	10
8.2.5 Validación de los modelos estacionales.....	12
8.2.5.1 Utilización de las series de las estaciones de larga duración	12
8.2.5.2 Validación de los modelos en el período 1945-1963.....	13
8.2.5.3 Intento de extrapolación preliminar para el período 1921-1945	16
8.2.6 Utilización de medidas de TSM realizadas en Ecuador por el INOCAR	17
8.3 EXPLICACION DE LOS TOTALES PLUVIOMETRICOS MENSUALES.....	18
8.3.1 Determinación de la relación entre la lluvia, la TSM y el viento.....	18
8.3.1.1 Correlaciones lineales simples	18
8.3.1.2 Análisis en componentes principales de los índices de lluvias, de TSM y de viento	19
8.3.2 Modelos explicativos de las anomalías pluviométricas mensuales	20
8.3.2.1 Diciembre.....	21
8.3.2.2 Enero	21
8.3.2.3 Febrero.....	22
8.3.2.4 Marzo	22
8.3.2.5 Abril.....	23
8.3.2.6 Mayo.....	24
8.3.2.7 Búsqueda de un modelo común para todos los meses.....	25

8.3.3 Validación de los modelos mensuales.....	26
8.3.3.1 Diciembre.....	26
8.3.3.2 Enero.....	27
8.3.3.3 Febrero.....	28
8.3.3.4 Marzo.....	29
8.3.3.5 Abril.....	30
8.3.3.6 Mayo.....	31
8.3.3.7 Conclusión sobre la validación de los modelos.....	32
8.3.4 Persistencia de precipitaciones.....	32
8.3.5 Estimación de los totales estacionales con los modelos mensuales.....	33
8.4 CONCLUSIÓN.....	34
9. PREVISION DE LAS PRECIPITACIONES	35
9.1 PREVISIONES MENSUALES DE LAS PRECIPITACIONES.....	35
9.1.1 Periodos de ajuste y validación.....	35
9.1.2 Ajuste y validación de los modelos mensuales.....	37
9.1.2.1 Diciembre y enero, inicio de la estación de lluvias.....	37
9.1.2.2 Febrero: corazón de la estación de lluvias, 11 a 25 % del total anual.....	38
9.1.2.3 Marzo: corazón de la estación de lluvias, 10 al 30 % del total anual.....	39
9.1.2.4 Abril: finales de la estación de lluvias, 11 al 17 % del total anual.....	41
9.1.2.5 Mayo: fin de la estación de lluvias, 6 al 12 % del total anual.....	43
9.1.3 Límites de los modelos previsionales mensuales.....	45
9.2 PREVISIONES A MEDIANO PLAZO	46
9.2.1 Utilización de las previsiones de TSM del bloque Niño3 realizadas por los grandes programas de investigación sobre la variabilidad climática.....	46
9.2.2 Utilización de las observaciones de TSM en meses anteriores a la estación de lluvias.....	49
9.2.3 Utilización de la SOI.....	50
9.2.4 Previsiones para la estación de lluvias 1997-1998.....	53
9.3 CONCLUSION	55

10. INFLUENCIA DEL NIÑO EN LAS LLUVIAS DIARIAS	56
10.1 ESTACIONES UTILIZADAS	56
10.2 NUMERO DE DIAS DE LLUVIA.....	56
10.2.1 Número total de días de lluvia.....	56
10.2.2 Número de días lluvia por clase de identidad.....	57
10.2.3 Distribuciones de los números de días de lluvia y de lluvias diarias.	58
10.2.4 Conclusión sobre la influencia del Niño en el número de días de lluvias.....	61
10.3 LLUVIAS MAXIMAS.....	61
10.4 DURACION DE LOS EPISODIOS LLUVIOSOS.....	62
10.5 REPARTICION MENSUAL DE LAS PRECIPITACIONES DIARIAS	63
10.6 CONCLUSION.....	65
11. CONCLUSION GENERAL	66
11.1 PRINCIPALES RESULTADOS:.....	66
11.2 LIMITES, DESAROLLOS Y PERSPECTIVAS	67
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....	69
BIBLIOGRAFIA.....	76

8. MODELOS EXPLICATIVOS DE LAS ANOMALIAS PLUVIOMETRICAS

El objetivo de este capítulo es determinar los parámetros explicativos de las precipitaciones en las regiones influenciadas por el Niño. El análisis descriptivo del capítulo anterior indicó que los excesos pluviométricos de las regiones costeras del Ecuador están relacionadas con un calentamiento anormal del Pacífico oriental y un debilitamiento de los alisios del hemisferio sur, es decir con anomalías de viento del noreste. Esta relación está en un primer momento comprobada por las correlaciones lineales simples entre los índices pluviométricos regionales y los índices de TSM y del viento del Pacífico oriental. Un análisis de los componentes principales permite refinar rápidamente esta relación e indicar la influencia de El Niño en la variabilidad del clima de las regiones costeras del Ecuador y del Pacífico tropical este. El análisis de las correlaciones múltiples explicativas de los índices pluviométricos estacionales y mensuales permite diferenciar espacialmente la relación entre los totales pluviométricos, la TSM y el viento. Esto permite determinar las regiones cuyas lluvias están fuertemente relacionadas con la TSM y con el viento del Pacífico oriental para las cuales, previsiones de los totales, podrían ser realizables.

8.1 VARIABLES UTILIZADAS

Utilizamos los valores centrados reducidos (VCR) de los índices pluviométricos de las zonas del litoral determinadas en el capítulo 5 y aquellas de las series de TSM, de viento meridional y zonal homogeneizadas por Da Silva (1995). Estos valores están disponibles para el conjunto de los océanos del planeta con una definición máxima de $1 \times 1^\circ$ para el período 1945-1989. Hemos utilizado siete bloques de $1 \times 1^\circ$ cercanos a las costas del Ecuador, índices de A a G y nueve bloques de $5 \times 5^\circ$ índices de H a P (Fig. 8-1). Utilizaremos igualmente la serie de TSM del bloque Niño 1+2 (índice Q) difundida por el CAC. Este bloque ($0-10^\circ$ S/ $80-90^\circ$ W) corresponde a la superficie cubierta por los bloques I, J, L y M. La elección de estas variables ha sido guiada por estudios preliminares realizados con la serie de la estación pluviométrica de Guayaquil (Semiond, 1995). Analizaremos luego la posibilidad de utilizar las series de TSM registradas por el INOCAR en los puertos ecuatorianos.

En los siguientes párrafos:

- P_1, P_2, \dots, P_{13} son los valores centrados reducidos de los índices pluviométricos de las zonas 1, 2, ..., 13 del litoral del Ecuador. Los totales superiores a la media corresponden a valores positivos y los inferiores a negativos.
- T_a, T_b, \dots, T_r son los valores centrados reducidos de la TSM de los bloques A, B, ..., R. Los valores positivos corresponden a temperaturas superiores a la media y los negativos a valores inferiores.
- X_a, X_b, \dots, X_p son los valores centrados reducidos del viento zonal de los bloques A, B, ..., P. Por convención, las anomalías positivas, corresponden a anomalías dirigidas del oeste hacia el este y las negativas a las anomalías dirigidas del este hacia el oeste. Así, los vientos del oeste inferiores a la normal o los vientos del este superiores a su media corresponden a anomalías positivas. Inversamente, los vientos del oeste superiores a la normal o los vientos del este inferiores a su media, corresponden a anomalías negativas. (Fig. 8-2).
- Y_a, Y_b, \dots, Y_p son valores centrados reducidos del viento meridional de los bloques A, B, ..., P. Según el mismo acuerdo que para los vientos zonales, las anomalías positivas corresponden a anomalías de viento meridional dirigidas del sur hacia el norte y las negativas a anomalías dirigidas del norte hacia el sur (Fig. 8-2).

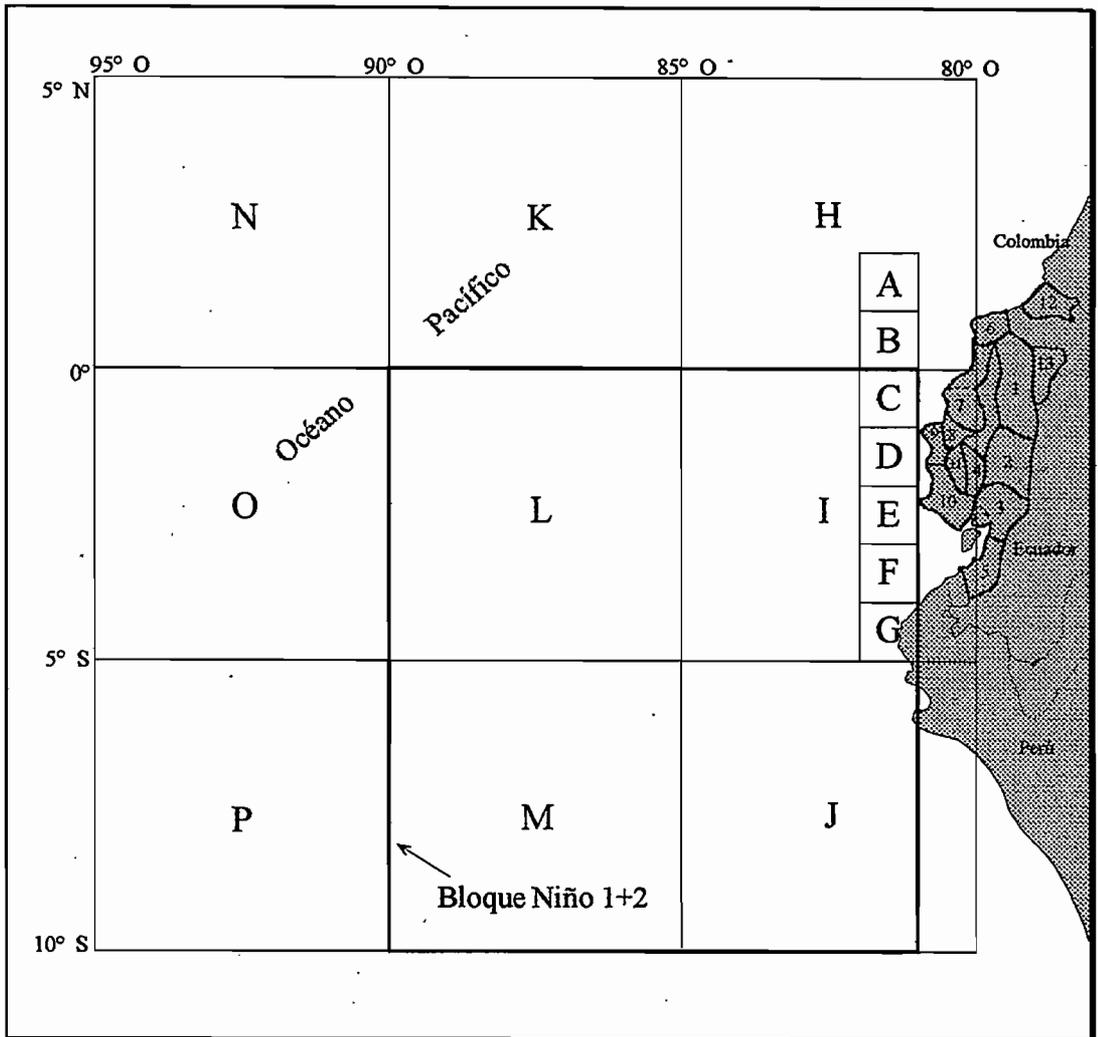


Fig. 8-1: Situación de las zonas pluviométricas (1,2, ..., 13), y bloques en los cuales son medidas la TSM y los vientos meridionales y zonales (A, B, ..., P). El bloque Niño 1+2 (índice Q) corresponde a la superficie cubierta por los bloques I, J, L y M.

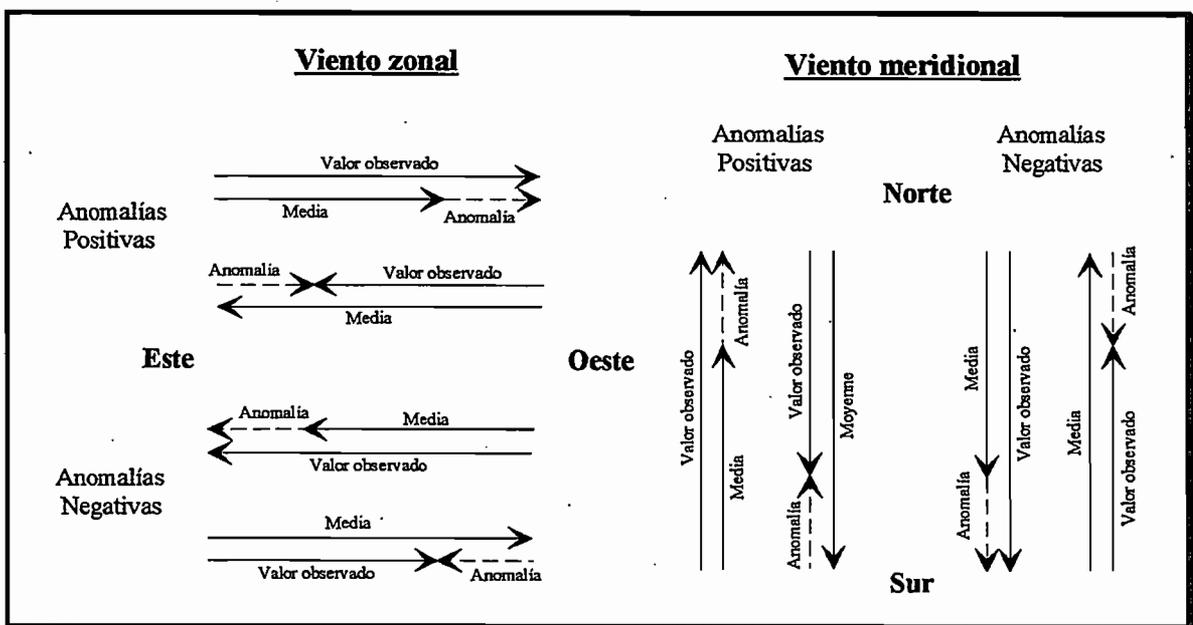


Fig. 8-2: Regla de signos para las anomalías de viento zonal y meridional.

8.2 EXPLICACION DE LOS TOTALES PLUVIOMETRICOS ESTACIONALES

8.2.1 Correlaciones lineales entre las precipitaciones y las variables explicativas

La linealidad de las relaciones entre todas las variables fue verificada por visualización gráfica, los valores de la primera variable están representadas en las abscisas y las de la segunda en ordenadas (Fig. 8-3)

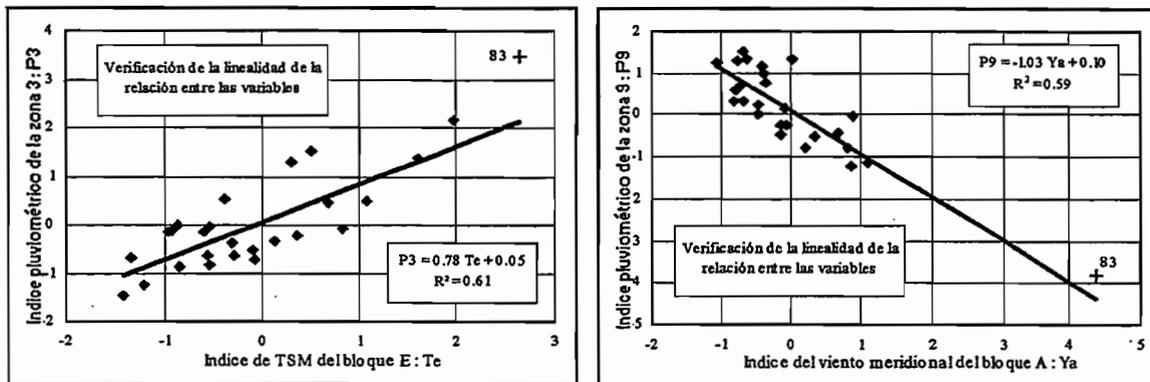


Fig. 8-3: Ejemplo de verificación de la linealidad de la relación entre los índices pluviométricos estacionales y de TSM y viento del Pacífico oriental. Las regresiones lineales fueron determinadas sin los valores de 1983

Calculamos los coeficientes de correlación entre los índices pluviométricos estacionales de las regiones costeras del Ecuador ($P_1, P_2 \dots$) y los índices de TSM ($T_a, T_b \dots$), de viento zonal ($X_a, X_b \dots$) y meridional ($Y_a, Y_b \dots$) del Pacífico oriental del período 1964-1989 (tabla 8-1) en donde los valores del año 1983 fueron excluidos. Esta tabla indica las variables más explicativas de cada índice pluviométrico y permite estimar el nivel de relación entre la lluvia y variables explicativas.

Confirmación de la relación entre las lluvias, la TSM y los vientos

- Todos los índices pluviométricos están correlacionados positivamente con los índices de TSM y negativamente con los índices de viento meridional y zonal. Esto confirma la relación entre las precipitaciones excedentes observadas en las regiones costeras del Ecuador, los calentamientos del Océano Pacífico y las anomalías de viento del noreste.
- Podemos observar que los índices de viento zonal y meridional de los bloques cercanos al continente situados más al sur (X_g, Y_g, Y_f), no respetan este esquema. El viento de estos bloques puede ser influenciado por los relieves costeros del extremo oeste del Perú. Sus coeficientes de correlación son positivos, pero sus valores son débiles.

Cuáles son las variables más explicativas?

- La TSM es el parámetro más explicativo de los índices pluviométricos P_1, P_7, P_{12} y P_{13} . Solamente los índices P_8, P_9 y P_{10} de las zonas más áridas de Guayas y de Manabí, están mejor explicados por las anomalías de viento.
- Los índices de TSM de los bloques cercanos al continente comprendidos entre 1 y 4° de latitud sur (T_d, T_e, T_f), son los más explicativos de los índices de TSM.
- Los índices de viento zonal de los bloques situados más al norte y cercanos al continente (X_a, X_b, X_h) son los más explicativos entre los índices de viento zonal.
- Los índices de viento meridional de los bloques situados más al norte (Y_a, Y_b, Y_c, Y_h, Y_k), son los más explicativos de los índices de viento meridional.

Cuáles son los índices pluviométricos mejor explicados?

- Los índices pluviométricos de las zonas más cercanas de la cordillera de los Andes, comprendidos entre Santo Domingo al norte y el Perú al sur (P_1, P_2, P_3, P_4, P_5), son mejor explicados por los índices de TSM ($R > 0,70$). Estos índices están igualmente mejor explicados por los índices de viento meridional y zonal ($|R| > 0,60$).
- El índice de la zona Manta-Jipijapa (P_9) lo explican mejor los índices de viento meridional y zonal ($R > 0,70$) y ciertos índices de TSM ($R > 0,60$). Al igual que los índices de las zonas de la Península (P_{10}) y de Portoviejo (P_8), sin embargo los coeficientes de correlación con los índices de viento meridional disminuyen, en valor absoluto, alrededor de 0,10 en relación al índice P_9 .
- Los índices de las zonas ubicadas al norte del litoral (P_6, P_{12}, P_{13}) no son explicados por las anomalías de viento ($|R| \leq 0,50$), solo medianamente por aquellas de TSM ($|R| \leq 0,70$ igualmente 0,60 para P_{13}). Podemos anotar que el índice P_{12} de la zona limítrofe con Colombia, es el único índice pluviométrico de esta región para la cual los coeficientes de correlación con los índices de TSM de los bloques $5^\circ \times 5^\circ$ situados a lo largo del continente son superiores a 0,60.
- Los índices P_7, P_{11} no están significativamente explicados por los índices de TSM y de viento zonal o meridional ($|R| \leq 0,50$).

	P_1	P_2	P_3	P_4	P_5	P_6	P_7	P_8	P_9	P_{10}	P_{11}	P_{12}	P_{13}
Ta	0.55	0.39	0.51	0.50	0.52	0.57	0.28	0.25	0.21	0.28	0.32	0.60	0.36
Tb	0.63	0.54	0.63	0.63	0.65	0.64	0.36	0.39	0.39	0.45	0.37	0.62	0.46
Tc	0.53	0.66	0.71	0.71	0.73	0.68	0.42	0.49	0.52	0.57	0.38	0.63	0.53
Td	0.78	0.73	0.77	0.74	0.79	0.68	0.47	0.55	0.60	0.63	0.37	0.63	0.56
Te	0.79	0.74	0.78	0.74	0.79	0.66	0.49	0.56	0.63	0.63	0.34	0.62	0.55
Tf	0.73	0.73	0.75	0.73	0.76	0.62	0.47	0.54	0.62	0.62	0.29	0.62	0.50
Tg	0.73	0.67	0.71	0.64	0.72	0.56	0.44	0.49	0.57	0.56	0.24	0.60	0.44
Th	0.51	0.33	0.47	0.42	0.46	0.55	0.25	0.22	0.14	0.21	0.25	0.58	0.29
Ti	0.60	0.50	0.61	0.51	0.62	0.44	0.33	0.38	0.41	0.42	0.15	0.57	0.34
Tj	0.53	0.43	0.53	0.42	0.55	0.35	0.28	0.32	0.34	0.34	0.08	0.54	0.25
Tk	0.49	0.33	0.50	0.38	0.51	0.50	0.23	0.25	0.17	0.24	0.11	0.60	0.24
Tl	0.55	0.41	0.56	0.44	0.57	0.45	0.29	0.33	0.33	0.37	0.11	0.62	0.36
Tm	0.40	0.27	0.43	0.29	0.44	0.34	0.17	0.25	0.17	0.24	0.00	0.56	0.23
Tn	0.45	0.27	0.45	0.31	0.45	0.47	0.17	0.19	0.09	0.21	0.04	0.62	0.20
To	0.49	0.35	0.51	0.35	0.52	0.48	0.24	0.28	0.22	0.29	0.00	0.59	0.31
Tp	0.25	0.15	0.28	0.17	0.36	0.36	0.08	0.14	-0.01	0.07	-0.09	0.61	0.15
Tq	0.56	0.48	0.54	0.55	0.57	0.38	0.23	0.30	0.31	0.33	0.16	0.54	0.23
Xa	-0.54	-0.58	-0.69	-0.49	-0.70	-0.41	-0.47	-0.66	-0.74	-0.70	-0.14	-0.28	-0.24
Xb	-0.48	-0.52	-0.65	-0.41	-0.67	-0.36	-0.44	-0.67	-0.71	-0.68	-0.11	-0.29	-0.23
Xc	-0.42	-0.46	-0.59	-0.33	-0.61	-0.33	-0.41	-0.63	-0.64	-0.63	-0.10	-0.29	-0.20
Xd	-0.37	-0.40	-0.55	-0.28	-0.56	-0.33	-0.36	-0.57	-0.54	-0.55	-0.12	-0.33	-0.19
Xe	-0.33	-0.34	-0.49	-0.25	-0.49	-0.35	-0.31	-0.47	-0.41	-0.44	-0.16	-0.37	-0.19
Xf	-0.30	-0.29	-0.44	-0.24	-0.45	-0.38	-0.26	-0.33	-0.26	-0.30	-0.16	-0.45	-0.13
Xg	0.12	0.03	0.09	0.01	0.15	0.17	0.10	0.06	0.11	0.16	-0.30	0.44	0.11
Xh	-0.55	-0.58	-0.65	-0.52	-0.66	-0.41	-0.46	-0.60	-0.70	-0.65	-0.21	-0.20	-0.27
Xi	-0.41	-0.38	-0.47	-0.34	-0.42	-0.30	-0.23	-0.43	-0.46	-0.47	-0.19	-0.35	-0.22
Xk	-0.34	-0.40	-0.44	-0.33	-0.43	-0.32	-0.32	-0.46	-0.47	-0.41	-0.31	0.08	-0.25
Xl	-0.07	0.14	0.08	-0.01	0.24	-0.15	0.15	0.15	0.25	0.15	-0.16	-0.23	-0.13
Ya	-0.53	-0.62	-0.71	-0.53	-0.67	-0.39	-0.46	-0.64	-0.77	-0.63	-0.29	-0.20	-0.40
Yb	-0.48	-0.58	-0.68	-0.49	-0.63	-0.36	-0.46	-0.62	-0.73	-0.61	-0.32	-0.15	-0.37
Yc	-0.41	-0.52	-0.61	-0.43	-0.56	-0.30	-0.42	-0.56	-0.65	-0.54	-0.33	-0.08	-0.30
Yd	-0.27	-0.39	-0.47	-0.30	-0.41	-0.18	-0.30	-0.43	-0.50	-0.40	-0.33	0.07	-0.17
Ye	-0.06	-0.20	-0.24	-0.13	-0.22	0.01	-0.12	-0.24	-0.29	-0.20	-0.27	0.25	0.02
Yf	0.19	0.04	0.05	0.08	0.03	0.26	0.10	0.00	-0.04	0.03	-0.14	0.43	0.21
Yg	0.39	0.24	0.28	0.26	0.21	0.47	0.27	0.18	0.14	0.20	0.00	0.53	0.32
Yh	-0.58	-0.63	-0.68	-0.57	-0.64	-0.40	-0.45	-0.61	-0.74	-0.63	-0.32	-0.20	-0.42
Yi	-0.19	-0.33	-0.36	-0.26	-0.35	-0.13	-0.28	-0.39	-0.47	-0.34	-0.29	0.15	-0.14
Yk	-0.60	-0.62	-0.64	-0.57	-0.60	-0.44	-0.49	-0.59	-0.73	-0.61	-0.40	-0.26	-0.51
Yl	-0.13	-0.30	-0.23	-0.23	-0.29	-0.09	-0.27	-0.36	-0.49	-0.34	-0.20	0.16	-0.22

Tabla 8-1: Coeficientes de correlación lineal entre los índices pluviométricos estacionales de las regiones costeras (P_1, P_2, \dots), índices de TSM (Ta, Tb...), de viento zonal (Xa, Xb...) y de viento meridional (Ya, Yb...) del Pacífico oriental, período 1964-89 (excluido 1983). El color gris corresponde a los valores superiores en valor absoluto a 0,60 o 0,70.

8.2.2 Análisis en los componentes principales de los índices de lluvia, de TSM y de viento

Con el propósito de determinar la relación entre las anomalías de TSM y de viento del Pacífico oriental y las precipitaciones, hemos realizado un análisis en componentes principales de los índices pluviométricos, de TSM, de viento meridional y zonal del Pacífico oriental del período 1964-1989, excluido 1983 (figuras 8-4, tabla 8-2).

Componente	1	2	3	4
% Varianza	47.6	20.8	9.4	5.5
% Acumulación	47.6	68.4	77.8	83.3

Tabla 8-2: Porcentaje de la varianza explicada por los primeros componentes de la ACP de los índices estacionales (diciembre a mayo) y el porcentaje acumulado.

El **primer componente** que explica el 47,6% de la varianza total, agrupa los principales parámetros que caracterizan a los años Niño:

- * Los índices pluviométricos y de TSM tienen coordenadas positivas, aquellos de viento zonal y meridional tienen coordenadas negativas (Fig. 8-4a). Esto, confirma la relación entre las precipitaciones excedentes observadas en el litoral del Ecuador, los calentamientos del Océano Pacífico Oriental y las anomalías de viento del noreste.
- * Los índices pluviométricos de las zonas más al sur (P_3, P_5), tienen las coordenadas más elevadas. Las más débiles son aquellas de las zonas situadas en el lado oriental de la pequeña cordillera costera (P_{11}) y en el norte de las regiones costeras (P_{12}, P_{13}).
- * Las coordenadas de los índices de TSM, son máximas para los bloques situados al sur y cercanos al continente (T_d, T_e, T_f, T_g), son equivalentes a aquellas de los índices pluviométricos de las zonas más sensibles a El Niño (P_1, P_2, P_3, P_5). Los índices de TSM de los bloques situados al norte y al oeste (T_a, T_h, T_n, T_p) tienen coordenadas más débiles.
- * Las coordenadas de los índices de viento zonal son máximas para los bloques más cercanos al continente y los más al norte (X_h, X_a, X_b) son equivalentes, en valor absoluto, a los índices más elevados de TSM y de lluvia, mientras que los índices de los bloques situados al sur y al sureste (X_g y X_l) no están relacionados con este eje.
- * Las anomalías de viento meridional tienen coordenadas negativas, son máximas para los bloques situados al norte (Y_h, Y_k, Y_a) y están próximas a las coordenadas más elevadas de los índices de viento zonal, mientras que los índices de los bloques situados al sur y sureste (Y_f, Y_g y Y_l) no están relacionados a este eje.
- * Los años Niño tienen coordenadas positivas (Fig. 8-4b), solo 1969 tiene un peso menos importante en este eje. Lo que indica que este componente corresponde igualmente a la ocurrencia o no de un El Niño

El **segundo componente**, explica el 20,8% de la varianza total en este eje:

- * Las coordenadas de los índices de viento meridional son positivas, aquellas de los bloques situados al sur del Ecuador (Y_d, Y_f, Y_g, Y_i, Y_l) son las más elevadas.
- * Aquellas de los índices de TSM son igualmente positivas, son máximas para los bloques más al norte (T_h, T_a, T_n) y mínima para los bloques más al sur, cercanos al continente (T_e, T_f, T_g).

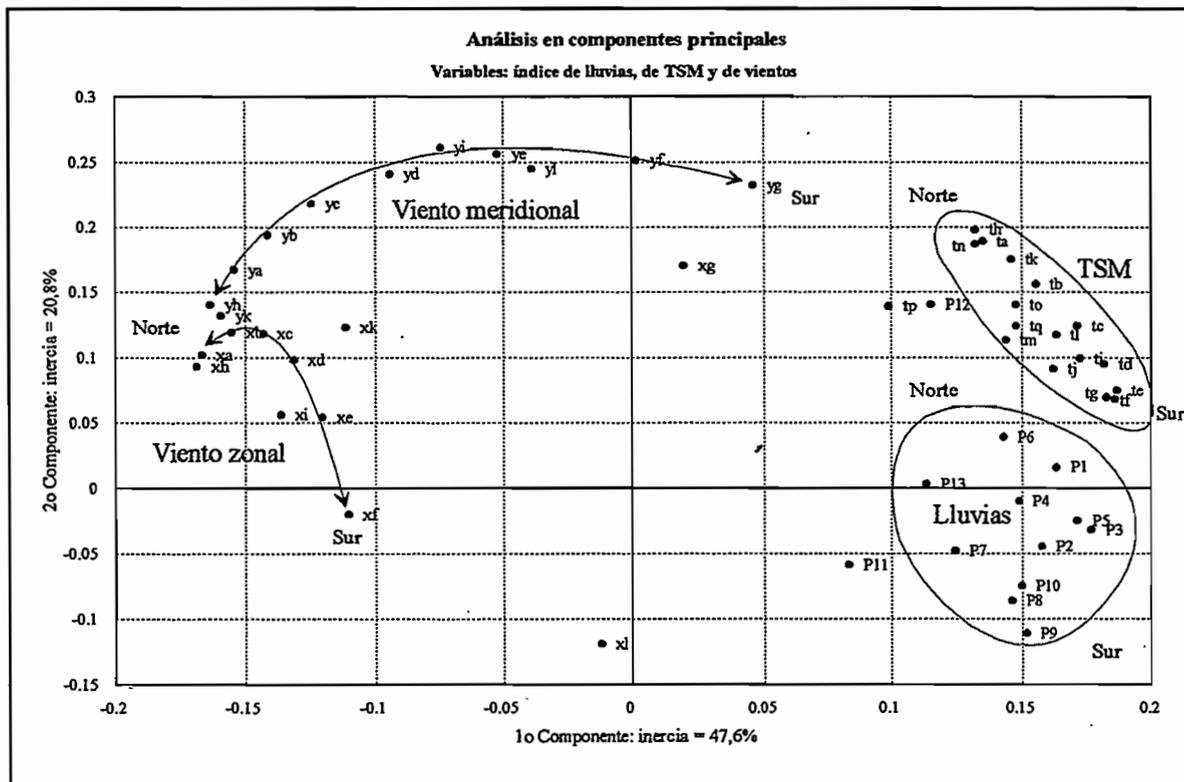


Fig. 8-4a: ACP de los índices estacionales (diciembre-mayo): valores centrados reducidos de los índices de pluviometría de las regiones costeras del Ecuador, de TSM y de viento del Pacífico este.

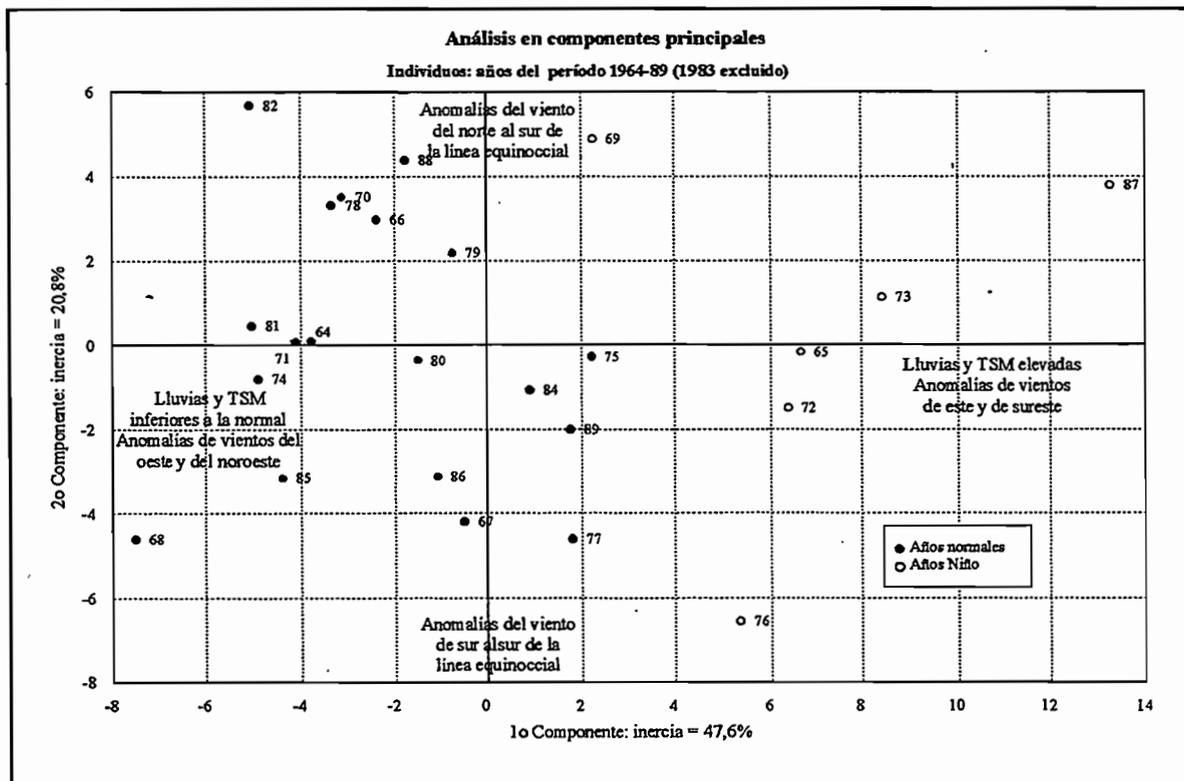


Fig. 8-4b: ACP de los índices estacionales (diciembre a mayo). Individuos: años de 1964 a 1989. Todos los años Niño tienen coordenadas positivas en el 1º componente. Esto indica la fuerte influencia del Fenómeno en el clima de las regiones costeras del Ecuador y del Pacífico oriental.

- * Las coordenadas de los índices de viento zonal son más débiles, éstas son negativas para el índice XI del bloque el más al suroeste. Estas son muy débiles para los índices Xe, Xf y Xi y positivas para los otros índices.
- * Los índices pluviométricos no tienen coordenadas elevadas, son positivas para los índices de las zonas norte de las regiones costeras (P_{12} , P_6 , P_1 , P_{13}) y negativas para los de las zonas sur.
- * En el gráfico de los individuos (Fig. 8-4a) se puede observar que ciertos años Niño tienen coordenadas positivas (1969, 1973, 1987) y otros años negativas (1965, 1972, 1976), este eje no parece estar relacionado directamente con el fenómeno.

Es más difícil encontrar una explicación climática al segundo componente. Se puede sin embargo, señalar los años que tienen coordenadas positivas (1969, 1982, 1988), donde fuertes anomalías de vientos del sur han sido observadas al sur de la línea equinoccial (Y_f y $Y_g > +1$, Fig. 8-5). Inversamente, los años que tienen coordenadas negativas (1968, 1976 y 1977) son años donde se han observado fuertes anomalías de vientos del norte (Y_f y $Y_g < -0,5$). Las anomalías de viento meridional están relacionadas a las de viento zonal (coeficiente de correlación entre Y_g y X_g es de 0,80), favorecen las precipitaciones cuando éstas son del norte, ya que los alisios son entonces menos intensos y permiten un desplazamiento hacia el sur de la ZCIT superior a la normal. Por el contrario las anomalías de viento meridional reducen las precipitaciones cuando éstas son del sur ya que los alisios son entonces más fuertes y mantienen la ZCIT al norte del Ecuador.

Por ejemplo, durante el año Niño de 1969 un calentamiento importante del océano se observó, pero las precipitaciones fueron ligeramente deficitarias. El esquema medio del Niño fue perturbado por las fuertes anomalías de viento del sur y que correspondió al mantenimiento de los alisios durante toda la estación lluviosa. Inversamente en 1976, el calentamiento estacional del océano no fue muy importante, pero se observaron importantes precipitaciones. El debilitamiento de los alisios permitió el desplazamiento hacia el sur de la ZCIT, lo que favoreció la formación de movimientos convectivos y la ocurrencia de fuertes precipitaciones en la costa ecuatoriana.

El tercer componente explica solo el 9,4% de la varianza total, corresponde principalmente al año 1975, en el cual, fuertes precipitaciones se observaron en la mayoría de las regiones costeras, así como en los valles interandinos y en el lado amazónico, mientras que, el calentamiento estacional del Océano a lo largo del continente fue inferior a la normal (T_l , T_m , T_p , Anexo 7-1). Este aumento generaliza precipitaciones en las tres grandes regiones (Costa, Cordillera y Amazonía), igualmente fue observado en Colombia (Le Goulven y al, 1989), esto puede explicarse en parte, por el desplazamiento meridional hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical mucho más pronunciado que la normal provocado por un debilitamiento de los alisios del Pacífico sur y un calentamiento (anormal) del océano.

8.2.3 Condiciones tipo que provocan el aumento de las precipitaciones

Este análisis en componentes principales nos permite confirmar y precisar las hipótesis obtenidas en el capítulo anterior sobre las condiciones tipo que provocan el aumento de las precipitaciones:

Un aumento de las precipitaciones, es generalmente observado en el conjunto de las regiones costeras del Ecuador, cuando la TSM del Océano Pacífico oriental es superior a la normal y que anomalías de viento del noreste son observadas a nivel de la línea equinoccial.

Estas condiciones tipo, se pueden explicar por el calentamiento del océano, que permite una evaporación más importante y por las anomalías de viento del noreste que corresponden a un debilitamiento de los alisios, los cuales permiten un desplazamiento superior a la normal de la ZCIT hasta 1 a 2° sur en febrero y marzo. La presencia de la ZCIT en latitudes cercanas a la línea ecuatorial, provoca una actividad convectiva superior a la normal provocando importantes precipitaciones cuando las masas de nubes son bloqueadas por la Cordillera de los Andes.

Con la finalidad de ilustrar estas condiciones tipo, representamos la evolución de las medias de los índices de lluvias, de TSM y de viento que tienen las coordenadas máximas en el primer componente de la ACP (Fig. 8-5). Los años Niño de 1965, 1972, 1973, 1976 y 1987 que tienen en el primer componente las coordenadas positivas, corresponden a estas condiciones. El año 1983, que no fue utilizado para este análisis, corresponde perfectamente a estas condiciones con valores extremos de todos los índices característicos. Los años 1968, 1970, 1971, 1974, 1978, 1982 y 1988 que tienen coordenadas negativas en el primer componente, pueden ser asociados a una situación inversa, sea de lluvias deficitarias, de TSM del Pacífico oriental inferior a la normal, y a anomalías de viento del suroeste en las cercanías del Ecuador.

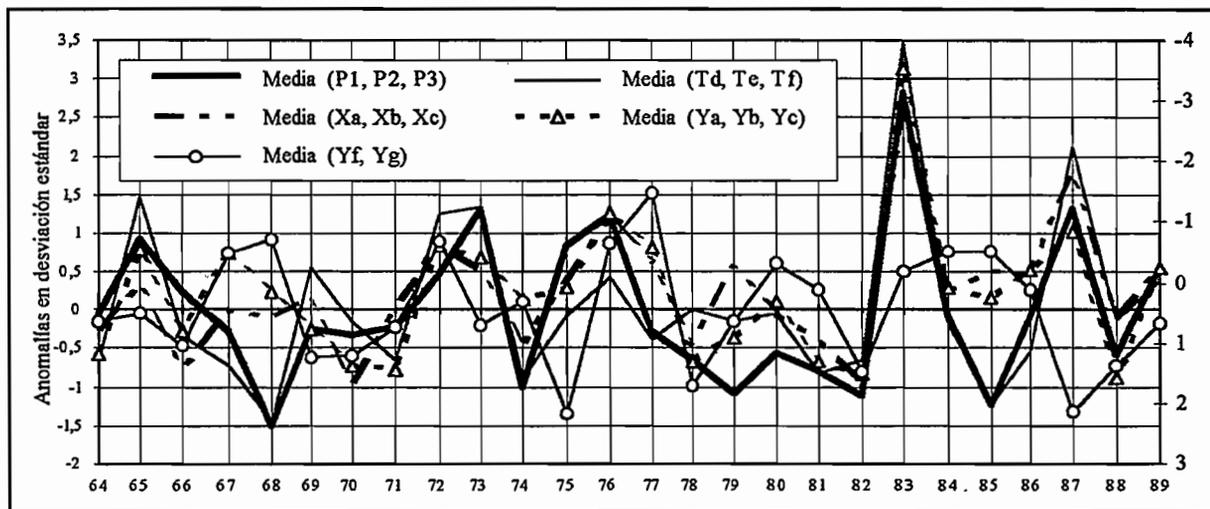


Fig. 8-5: Medias de los índices estacionales de lluvias (P_1 , P_2 y P_3), TSM (T_d , T_e , T_f) y viento (X_a , X_b , X_c y Y_a , Y_b , Y_c) que tienen coordenadas máximas en el primer componente de la ACP de los índices estacionales, y de los índices de viento meridional (Y_f , Y_g) que tienen coordenadas máximas en el segundo componente. Para facilitar la interpretación, el eje que corresponde a las anomalías de viento zonal y meridional, ha sido invertido.

Comprobemos así que el primer componente de esta ACP corresponde a la ocurrencia o no de un El Niño, fenómeno que se traduce a nivel del Ecuador por un calentamiento del océano, también por un debilitamiento de los vientos alisios y por aumento de las precipitaciones en la mayor parte de la región costera del Ecuador. Encontramos aquí las características de El Niño "canónico" (Rasmusson y Carpenter 1983) presentado en el Capítulo 2.

8.2.4 Determinación de modelos explicativos de las anomalías pluviométricas estacionales

8.2.4.1 Determinación de modelos para las 13 zonas homogéneas

El método de correlación múltiple automático STEPWISE, permite determinar las correlaciones lineales múltiples o modelos explicativos de los índices pluviométricos de las regiones costeras del Ecuador. El ajuste de los modelos es realizado con las series de trece índices pluviométricos (P_1 , P_2 , ..., P_{13}) de las zonas homogéneas sobre el período 1964-1993 donde los valores del evento de 1983 fueron separados.

La validación fue realizada después con el período 1945-1963, con las series de cinco estaciones de larga duración. Verificamos también que los modelos obtenidos correspondan a las condiciones tipo de aparición de lluvias. Estos modelos deben utilizar entonces un índice de TSM y/o de viento zonal y/o meridional, los coeficientes de ponderación de los índices de TSM son positivos y aquellos de los índices de viento son negativos.

También, a cada modelo, utilizamos al máximo 2 factores explicativos escogidos entre los índices de TSM y de viento.

Por conveniencia, el modelo estacional correspondiente al índice P₁, será llamado S₁, P₂ por S₂, P₃ por S₃, etc.

Un modelo ha sido considerado *satisfactorio* cuando el coeficiente de correlación (R) entre las precipitaciones observadas y calculadas es superior a 0,70. Esto significa que más del 50% de la varianza de la serie observada es explicada por la varianza de la serie calculada. Presentamos los modelos *satisfactorios* en forma de una tabla que comprende los coeficientes de ponderación de cada variable explicativa, el porcentaje de la varianza explicada por el primer índice explicativo (R²₁), el complemento de explicación aportado por el segundo índice explicativo (R²₂), la constante del modelo y el coeficiente de correlación entre los valores observados y calculados con el modelo (tabla 8-3). Por ejemplo el modelo S3 determinado por el índice P₃ de la zona de Guayaquil es el siguiente:

$$P_3 = 0,65 \cdot Td - 0,43 \cdot Yc + 0,06$$

El coeficiente de correlación entre los valores observados y calculados del índice P₃ es igual a 0,86; el índice de TSM, Td explica, él solo, el 59% de la varianza total de P₃ y el índice de viento meridional Yc permite explicar el 15% de varianza complementaria.

Los resultados obtenidos son *satisfactorios* para la mayoría de los índices. Pero, como las correlaciones lineales simples dejaban prever, no fue posible determinar un modelo *satisfactorio* para los índices de las zonas del noroeste (P₇, R=0,54), sureste del relieve costero (P₁₁, R=0,40) y del piedemonte de la cordillera (P₁₃, R= 0,56). Los totales pluviométricos estacionales de estas zonas no están directamente ligados a las anomalías de TSM o de viento del Pacífico oriental, parece que las condiciones tipo de apariciones de lluvia no son aplicables a estas zonas> Inversamente, se aplican perfectamente en la parte este de la planicie del Guayas (P₁, P₂, P₃, P₄) y las regiones semiáridas del oeste (P₉, P₁₀) y del sur (P₅) del litoral. (Se cree que esta discrepancia de P₁₁, está ligada a condiciones topográficas).

Modelo	Índice de lluvia explicada	1° Variable explicativa	R ² ₁	2° Variable explicativa	R ² ₂	Constante del modelo	Coefficiente de correlación
S1	P1	+ 0,74 Te	62			- 0,08	0,79
S2	P2	+ 0,63 Te	56	- 0,28 Yc	6	+0,01	0,79
S3	P3	+ 0,65 Td	59	- 0,43 Yc	15	+ 0,06	0,86
S4	P4	+ 0,75 Td	55	- 0,24 Yc	4	+0,02	0,77
S5	P5	+ 0,46 Td	62	- 0,27 Yb	10	-0,08	0,85
S6	P6	+ 0,81 Td	46			+0,00	0,68
S8	P8	- 0,44 Xb	45	+ 0,22 Td	5	-0,01	0,71
S9	P9	- 0,45 Ya	59	+ 0,20 Te	5	- 0,03	0,80
S10	P10	- 0,28 Xa	49	+ 0,17 Te	6	- 0,12	0,74
S12	P12	+ 0,79 To	49			-0,05	0,70

Tabla 8-3: Modelos explicativos de los índices pluviométricos estacionales: coeficientes de ponderación de las variables explicativas, constantes del modelo y coeficientes de correlación entre los valores observados y calculados en el período 1964-1989.

8.2.4.2 Primera regionalización

Varios modelos son similares tanto por las variables explicativas como por los valores de los coeficientes de ponderaciones. Solamente, ocho variables son utilizadas por los diez modelos *satisfactorios*. Además, las series de los índices de TSM o de viento de los bloques $1^\circ \times 1^\circ$ adyacentes están fuertemente correlacionadas entre ellas ($R = 0,98$ entre Td y Te, $R = 0,97$ entre Xa y Xb, $R = 0,98$ entre Ya y Yb, $R = 0,98$ entre Yb y Yc). Por lo tanto hemos, buscado modelos *regionales* aplicables a varias zonas. De numerosos ensayos realizados, seleccionamos los tres modelos *regionales* que estimamos más interesantes. (tabla 8-4).

Modelo Regional	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	P ₅	P ₆	P ₇	P ₈	P ₉	P ₁₀	P ₁₁	P ₁₂	P ₁₃
SR ₁ = 0.75 Te	0.75	0.75	0.75	0.74	0.70	0.66	0.49	0.56	0.63	0.63	0.34	0.62	0.55
SR ₂ = 0.60 Xa	0.54	0.58	0.60	0.49	0.70	0.41	0.47	0.60	0.74	0.70	0.14	0.28	0.24
SR ₃ = 0.6 Te-0.3 Yc	0.75	0.79	0.53	0.74	0.81	0.64	0.54	0.66	0.75	0.72	0.39	0.52	0.55

Tabla 8-4: Coeficientes de correlación entre los valores observados y calculados de los índices pluviométricos estacionales con los tres modelos *regionales*, los valores grises corresponden a los coeficientes de correlación superiores a 0,70 y 0,60.

a) *El primer modelo regional.*- (SR1) utiliza solo el índice de TSM del Pacífico oriental Te, medido en el bloque $1 \times 1^\circ$ situado cerca del continente a lo largo de la Península ($2-3^\circ S/81-82^\circ W$). Los resultados obtenidos con el índice Td ($1-2^\circ S/81-82^\circ W$) son ligeramente inferiores a los obtenidos con el índice Te, mientras que los obtenidos con otros índices de TSM son menos satisfactorios.

$$\text{SR1: } P = 0,75 \cdot \text{Te}$$

Este modelo es *satisfactorio* ($R > 0,70$) para los índices pluviométricos de las zonas de la parte este de la planicie del Guayas (P₁, P₂, P₃ y P₄) y del sur (P₅) del litoral (Fig. 8-6). Las precipitaciones de estas zonas que son las más cercanas a la Cordillera de los Andes, son entonces aquellas más directamente relacionadas a las variaciones de temperatura del Océano Pacífico oriental a lo largo del Ecuador. Este modelo es relativamente satisfactorio ($R > 0,60$) para los índices de las zonas del norte del País (P₆ y P₁₂) y de las zonas semiáridas del suroeste (P₉ y P₁₀).

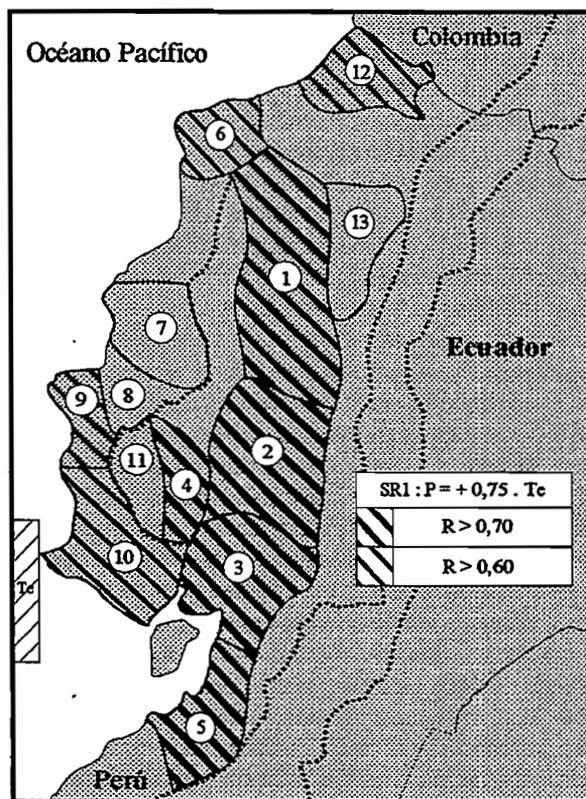


Fig. 8-6: Resultado del modelo estacional regional SR1 en el periodo 1964-1989.

b) *El segundo modelo regional.-* (SR2) utiliza el índice de viento zonal Xa que corresponde al bloque 1°x1° situado cerca del continente a lo largo de Esmeraldas al norte del país (1-2°N/81-82°W). Los resultados obtenidos con los otros índices de viento zonal y aquellos de viento meridional son claramente menos satisfactorios.

$$\text{SR2: } P = -0,60. Xa$$

Este modelo es *satisfactorio* ($R > 0,70$) para los índices P_5 , P_9 y P_{10} de las zonas semiáridas del suroeste del litoral y, relativamente satisfactorio ($R > 0,60$) para los índices de las zonas 3 y 8 más húmedas del sur y del suroeste (Fig. 8-7). Parece que estas regiones son las únicas cuyos totales pluviométricos están significativamente ligados a las anomalías de vientos.

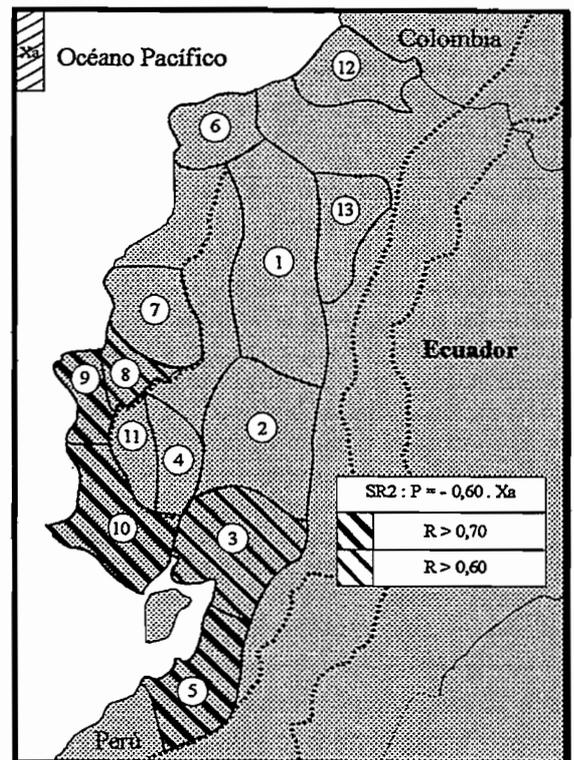


Fig. 8-7: Resultados del modelo estacional regional SR2 en el período 1964-1989.

c) *El tercer modelo estacional regional.-* (SR3) es una combinación de los dos precedentes, utiliza el índice de TSM Te que fue utilizado por el primer modelo y el índice Yc de viento meridional, que aporta un complemento de información más importante que el índice de viento zonal Xa en el caso de un modelo de dos índices (Fig. 8-8)

$$\text{SR3: } P = +0,60. Te - 0,30. Yc$$

Este modelo estacional regional final permite explicar de manera muy satisfactoria ($R \sim 0,85$) las precipitaciones de las zonas más meridionales (P_3 , P_5). Para los índices P_1 , P_2 , P_4 y P_6 , los resultados del modelo SR3 son comparables a aquel del modelo SR1 que utiliza solamente un índice de TSM. Para P_8 , P_9 y P_{10} , son equivalentes a aquellos del modelo SR2 que utiliza solamente un índice de viento zonal. Sólo el índice P_{12} , de la zona de San Lorenzo situado al norte del país no está correctamente explicado por este modelo, mientras que sí lo estaba por el modelo SR1.

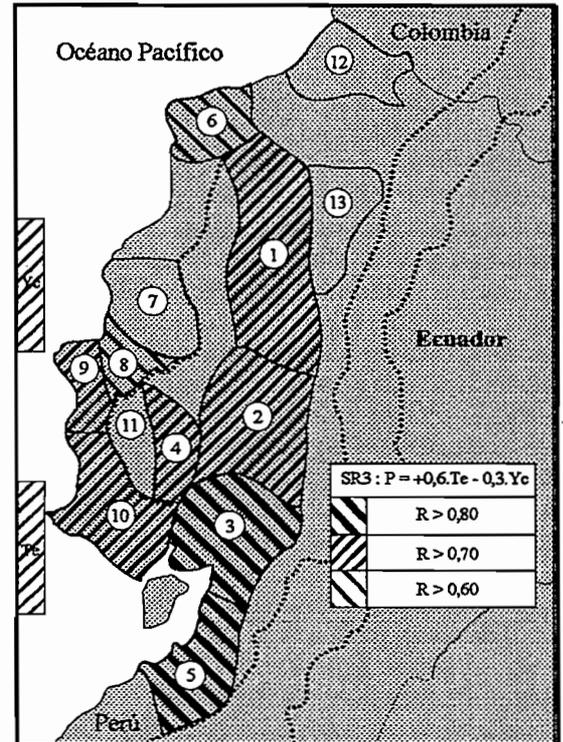


Fig. 8-8: Zonas cuyos índices pluviométricos estacionales están bien explicados por el modelo regional SR3

8.2.5 Validación de los modelos estacionales

No habiendo podido determinar los índices pluviométricos regionales para períodos más largos que 1964-93, tuvimos que utilizar las series de las estaciones pluviométricas más antiguas para la validación de los modelos en el período 1945-1963 para lo cual los índices de TSM y de viento están disponibles. Evaluamos en una primera etapa la similitud entre las series de las estaciones y de los índices regionales, para luego comparar los resultados de los modelos en los períodos de ajuste y de validación. La validación de la relación entre las precipitaciones y la TSM del Pacífico oriental será probada finalmente en el período más antiguo (1921-1938) con la serie de TSM del bloque Niño 1+2, única fuente de información disponible para este período.

8.2.5.1 Utilización de las series de las estaciones de larga duración

Cinco estaciones de las regiones costeras del Ecuador disponen de series en el período 1945-1963 (Fig. 8-9 y Capítulo 5). Estas estaciones son de buena calidad pero no se puede criticar con estaciones aisladas al fingir la confiabilidad, homogeneidad y representatividad regional proporcionada por los vectores regionales.

- **P006:** Pichilingue, estación situada entre las zonas de Santo Domingo (1) y Los Ríos (2), serie disponible, 1947-93.
- **P036:** Isabel María, estación situada al sur de la zona de Los Ríos (2), serie disponible 1930-93
- **P037:** Milagro, estación situada al norte de la zona de Guayaquil (3), serie disponible 1921-93.
- **P047:** Manta, situada al norte de la zona de Manta-Jipijapa (9), serie disponible, de 1948-93
- **P056:** Aeropuerto de Guayaquil, situada al norte de la zona de Guayaquil (3), serie disponible 1915-93

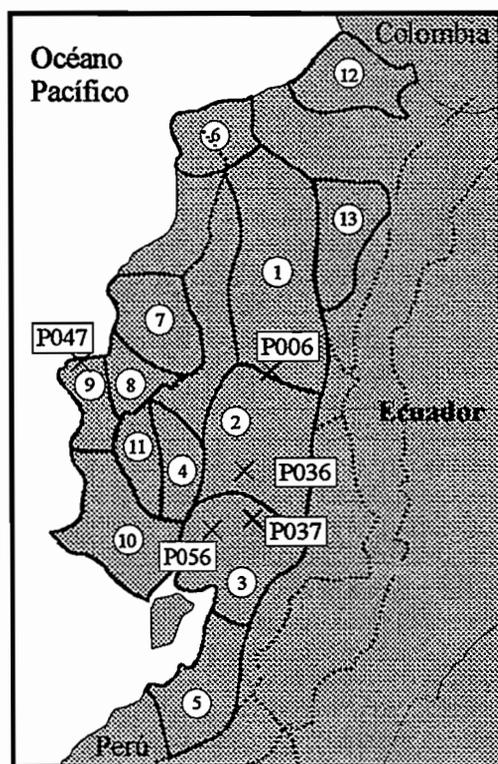


Fig. 8-9: Situación de las estaciones de larga duración utilizadas para la validación de los modelos.

El cálculo de los coeficientes de correlación entre estas series puntuales, los índices pluviométricos regionales para el período común, permite evaluar la semejanza de sus series (tabla 8-5)

Las series de la planicie del Guayas (P006, P036, P037 y P056) están bien correlacionadas ($R > 0,90$) con los índices pluviométricos (P_1, P_2, P_3) de las zonas donde ellas se sitúan. Estas series están igualmente bien correlacionadas ($0,70 < R < 0,90$) con los índices de las zonas del oeste y del sur del litoral ($P_4, P_5, P_6, P_7, P_8, P_9, P_{10}$).

La serie de la estación P047 de Manta está correlacionada más débilmente con el índice P_9 de la zona donde ésta se sitúa así como con los índices de las zonas vecinas. La robustez de los modelos determinados para los índices P_1 hasta P_{10} podrá ser entonces verificado por la comparación de los coeficientes de correlación entre las series observadas y calculadas de las estaciones P006, P036, P037 y P056 en los períodos de ajuste y de validación.

Ninguna de las series de las estaciones de larga duración está bien correlacionada con el índice P_{11} situado en el lado este del relieve costero y con P_{12} y P_{13} de las zonas situadas al norte del litoral. Los modelos obtenidos para estos índices no podrán ser validados.

	P_1	P_2	P_3	P_4	P_5	P_6	P_7	P_8	P_9	P_{10}	P_{11}	P_{12}	P_{13}
P006	0,95	0,94	0,87	0,87	0,81	0,72	0,81	0,85	0,83	0,83	0,64	0,32	0,62
P036	0,84	0,91	0,87	0,89	0,83	0,78	0,70	0,74	0,79	0,69	0,64	0,41	0,66
P037	0,89	0,93	0,97	0,86	0,93	0,78	0,74	0,86	0,86	0,84	0,54	0,51	0,57
P047	0,60	0,65	0,67	0,52	0,66	0,42	0,68	0,74	0,86	0,76	0,28	0,28	0,40
P056	0,85	0,88	0,97	0,83	0,87	0,78	0,80	0,84	0,88	0,81	0,56	0,45	0,59

Tabla 8-5: Coeficientes de correlación entre las series estacionales (diciembre a mayo) de las estaciones y de los índices pluviométricos en el período 1964-1993, excluido 1983.

8.2.5.2 Validación de los modelos en el período 1945-1963

La validación de los modelos fue realizada con las series de las estaciones de larga duración del período anterior a 1964 cuyos datos no fueron utilizados por el ajuste. Para esto, hemos comparado las anomalías calculadas con los diferentes modelos de las series observadas realmente en las estaciones para los períodos de ajuste y de validación y se determinaron los coeficientes de correlación entre estas series para los dos períodos (tabla 8-6). En el período 1964-89, los coeficientes permiten apreciar la capacidad de los modelos para reconstruir las series de las estaciones. Recordamos que en este período (1964-89), los modelos fueron ajustados con índices pluviométricos regionales, mientras que para los otros períodos fuimos obligados a utilizar varios pluviómetros puntuales. Cuando el coeficiente de correlación en el período de validación es próximo al coeficiente del período de ajuste se puede considerar el modelo como correctamente validado.

Estación	Periodo	Modelos a validar													
		SR1	SR2	SR3	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S8	S9	S10	S12	
P006	Ajuste: 64-93 sin 83	0.75	0.54	0.78	0.75	0.75	0.77	0.77	0.77	0.77	0.71	0.64	0.71	0.68	0.41
	Validación: 45-63	0.60	0.72	0.73	0.60	0.72	0.76	0.70	0.74	0.59	0.78	0.76	0.79	0.42	
P036	Ajuste: 64-93 sin 83	0.73	0.44	0.75	0.70	0.75	0.76	0.76	0.76	0.71	0.56	0.67	0.59	0.43	
	Validación: 45-63	0.48	0.69	0.66	0.48	0.64	0.71	0.63	0.68	0.50	0.71	0.74	0.70	0.27	
	Validación: 45-63 sin 55	0.74	0.72	0.86	0.74	0.85	0.85	0.86	0.86	0.76	0.81	0.82	0.81	0.44	
P037	Ajuste: 64-93 sin 83	0.80	0.69	0.85	0.80	0.85	0.85	0.84	0.85	0.78	0.78	0.79	0.80	0.52	
	Validación: 45-63	0.61	0.57	0.69	0.61	0.69	0.66	0.64	0.66	0.57	0.69	0.54	0.69	0.25	
	Validación: 45-63 sin 47	0.73	0.55	0.75	0.73	0.75	0.71	0.71	0.71	0.70	0.70	0.54	0.70	0.23	
P056	Ajuste: 64-93 sin 83	0.77	0.69	0.80	0.77	0.83	0.84	0.87	0.84	0.78	0.76	0.79	0.79	0.46	
	Validación: 45-63	0.73	0.66	0.82	0.73	0.82	0.82	0.80	0.83	0.72	0.75	0.75	0.81	0.46	

Tabla 8-6: Validación de los modelos estacionales: coeficientes de correlación entre los valores observados y calculados de las series de las estaciones en los períodos de ajuste y de validación.

Los modelos que dan mejores resultados y a la vez son más robustos, son los que usan un índice de TSM (Td o Te) asociado a un índice de viento meridional (Yb o Yc) para los cuales el índice de TSM es el más explicativo. Se trata de los modelos S2, S3, S4 y S5 ajustados para los índices pluviométricos de la planicie del Guayas y del sur del litoral y del modelo regional SR3 (Fig. 8-10). Los coeficientes de correlación obtenidos con estos modelos son equivalentes en los períodos de ajuste y validación y son superiores a 0,80 para la estación P056 y a 0,70 para la estación P006

Los resultados obtenidos con las estaciones P036 y P037 son menos satisfactorios; estas dos estaciones presentan lagunas de algunos años entre 1945 y 1963. La caída de los coeficientes de correlación en el período de validación es principalmente debido a un solo valor para cada serie, 1955 para P036 (Fig. 8-10) y 1947 para P037. Las anomalías de estos años pueden ser considerados dudosas ya que son muy diferentes de aquellas observadas en las otras estaciones relativamente cercanas, lamentablemente el número de estaciones existentes en este período antiguo es insuficiente para comprobar estas dudas con herramientas como el vector regional. Si no se toman en cuenta esos valores, los coeficientes de correlación se tornan más elevados y cercanos a sus valores en el período de ajuste (tabla 8-6).

Con esta hipótesis, podemos considerar que los modelos SR3, S2, S3, S4 y S5 que utilizan un índice de TSM asociado a un índice de viento meridional son validados satisfactoriamente.

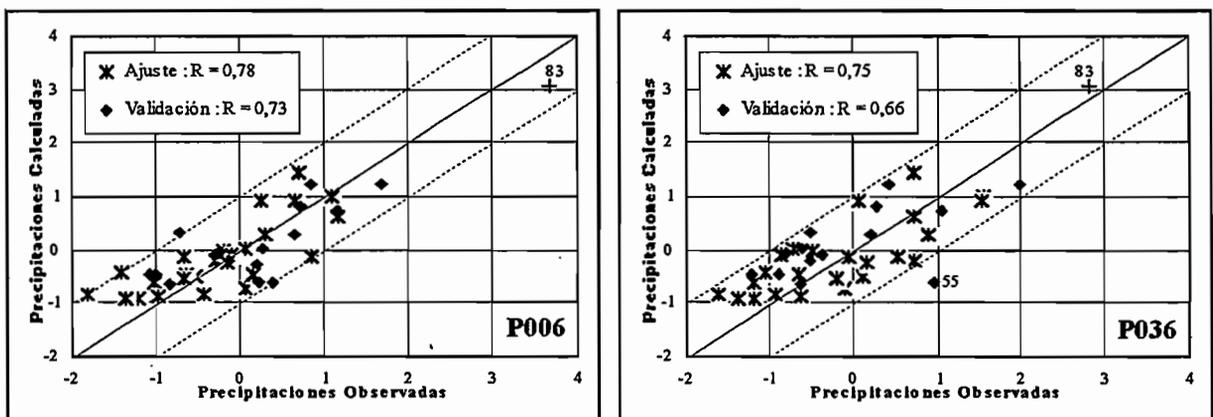


Fig. 8-10: Validación del modelo estacional regional SR3: Anomalías pluviométricas de las estaciones P006 y P036 observadas y calculadas en los períodos de ajuste y de validación. La debilidad del coeficiente de correlación en el período de validación obtenido en la estación P036 es esencialmente debido al valor de 1955.

Los modelos que utilizan sólo un índice de TSM (SR1, S1, S6) son relativamente menos *satisfactorios*, pero son también validados en el período 1945-1963, ya que los coeficientes de correlación obtenidos en el período de validación son equivalentes sobre aquellos del período de ajuste. Sólo los coeficientes obtenidos con la estación P006 son más débiles, ya que varios valores (1949, 55, 62) del período de validación son subestimados (Fig. 8-11).

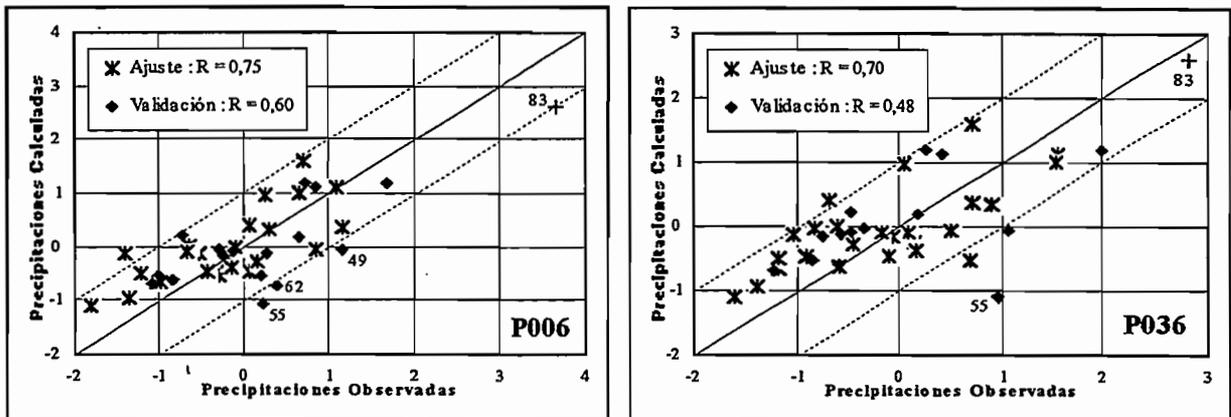


Fig. 8-11: Validación del modelo estacional regional SR1: Anomalías pluviométricas de las estaciones P006 y P036 observadas y calculadas en los períodos de ajuste y de validación. La debilidad de los coeficientes de correlación en el período de validación es debido a la subestimación de varios valores del período de validación en la estación P006 y de 1955 en la estación P036.

Los modelos para los cuales los índices de viento zonal o meridional son los más explicativos corresponden a los índices de las zonas del suroeste (S8, S9, S10 y SR2). Los coeficientes de correlación entre los valores observados y calculados de las estaciones obtenidos con estos modelos son más débiles ya que las series de las estaciones de larga duración están más débilmente correlacionadas con los índices pluviométricos de estas zonas. Sin embargo, a menudo son superiores a 0,70 tanto en los períodos de ajuste como en los de validación, igualmente es interesante señalar que estos coeficientes de correlación son más elevados en el período de validación que en el de ajuste en las estaciones P006 y P036. Podemos entonces afirmar que los modelos S8, S9, S10 y SR2 ajustados en el período 1964-1989 son validados, pues funcionan de manera equivalente en el período 1945-1963 (Fig. 8-12).

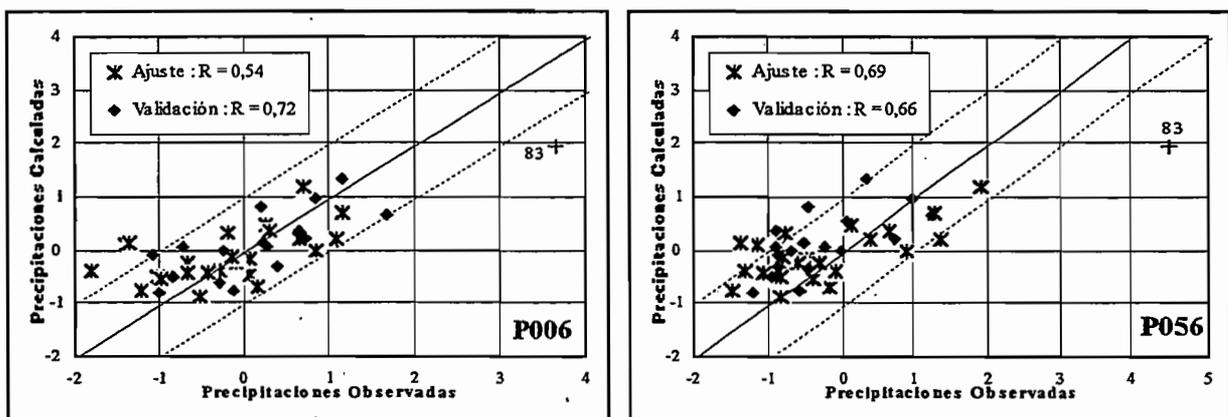


Fig. 8-12: Validación del modelo estacional regional SR2: Anomalías pluviométricas de las estaciones P006 y P056 observadas y calculadas en los períodos de ajuste y de validación.

8.2.5.3 Intento de extrapolación preliminar para el período 1921-1945

Disponiendo únicamente del índice de TSM del bloque Niño 1+2 del Pacífico oriental en los períodos 1921-1938 y 1949-1996, probamos la validez de la relación entre la TSM y las precipitaciones en el más largo período posible. Para esto, buscamos un modelo regional (SR4) satisfactorio para los índices pluviométricos P₁, P₃, P₄, P₅, P₁₂, que son los únicos a ser significativamente correlacionados con la TSM del bloque Niño 1+2 en el período 1964-1993 (tabla 8-7).

	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10	P11	P12
Pendiente	0.67	0.57	0.67	0.73	0.54	0.51	0.24	0.34	0.25	0.27	0.18	0.72
Constante	-0.20	-0.18	-0.19	-0.17	-0.22	-0.13	-0.16	-0.17	-0.19	-0.19	-0.13	-0.14
Coef. de correl.	0.55	0.48	0.55	0.55	0.48	0.38	0.23	0.31	0.31	0.35	0.16	0.54

Tabla 8-7: Pendiente, constantes y coeficientes de correlación de las regresiones lineales entre la TSM del bloque Niño 1+2 y los índices pluviométricos de las regiones costeras en el período 1964-1993 (sin 1983)

$$\text{SR4: } P = 0,67 \cdot \text{TSM}_{\text{Niño 1+2}} - 0,18$$

Los resultados de este modelo en el período de ajuste son claramente inferiores a los modelos anteriores ($R \sim 0,55$ contra 0,75 para SR1), tanto con los índices pluviométricos como con las series de las estaciones de largas duraciones (tabla 8-8). Estos resultados son equivalentes en el período 1949-1963, lo que permite validar el modelo SR4 en el período posterior a la segunda guerra mundial. Por el contrario si consideramos igualmente el período 1921-1938, se observa una caída importante de los coeficientes de correlación. Esta caída es esencialmente debido a la subestimación por el modelo de los totales estacionales superiores a la media, que son producto de los años donde la TSM del bloque Niño 1+2 era inferior o cercana a la normal (1925, 1929, 1933 Fig. 8-13). Se observa una traslación de la recta de regresión entre los valores observados y calculados. Según estos resultados la relación entre las precipitaciones del litoral del Ecuador y la TSM del Pacífico oriental es diferente en los períodos 1921-38 y 1949-63.

Período	P06	P36	P37	P56
64-93 sin 83	0.58	0.50	0.57	0.50
49-63	0.59	0.57	0.57	0.83
21-63	-	0.31	0.32	0.43
21-38	-	0.51	0.58	0.56

Tabla 8-8: Coeficientes de correlación entre las series observadas y calculadas con el modelo regional SR4, el cual utiliza solo la TSM del bloque Niño 1+2 ajustado en el período 1964-93. La debilidad de los coeficientes de correlación en el período 1921-63 se debe esencialmente a la subestimación por el modelo de totales superiores a la normal anterior a 1938 (Fig. 8-13)

Esta modificación de la relación entre las precipitaciones de las regiones costeras del Ecuador y la TSM del Pacífico oriental entre sus dos períodos distintos, puede tener varias explicaciones; por una parte las técnicas de medida de la TSM han evolucionado, hoy en día son mucho más confiables con la combinación de medidas satelitales y marinas y por otra una evolución a nivel de varios decenios de las relaciones entre diversos parámetros del clima ha sido observada por Quinn y Neal, 1983, Trenberth y Shea (1987), los cuales han puesto en evidencia un comportamiento atípico de la oscilación austral entre 1925 y 1950, período en el transcurso del cual las relaciones entre el este y el oeste del Océano Pacífico son claramente menos marcadas.

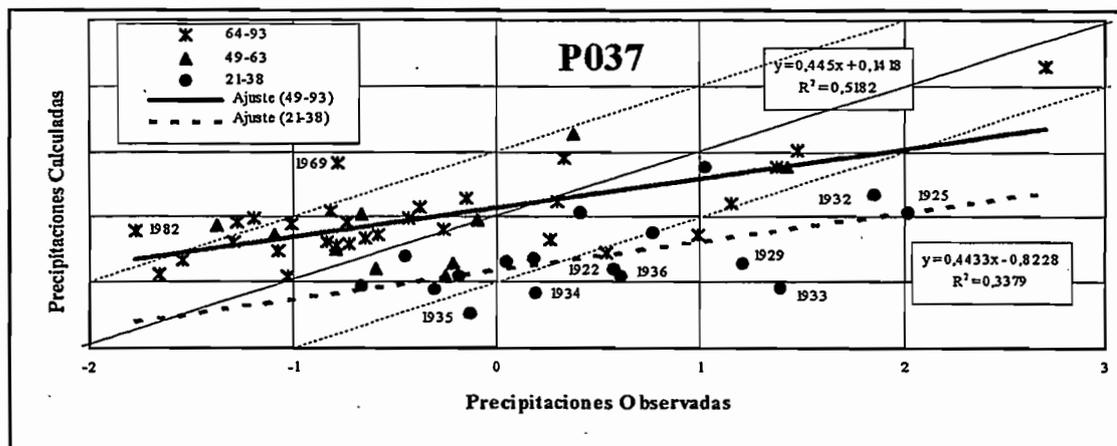


Fig. 8-13: Anomalías pluviométricas de la estación P037 observadas y calculadas con el modelo SR4 utilizando únicamente la TSM del bloque Niño 1+2 ajustado en el período 1964-1993. La debilidad de los coeficientes de correlaciones en el período 1921-1963 es esencialmente debida a la subestimación de totales superiores a la normal anteriores a 1938 (1925,1929,1933...).

8.2.6 Utilización de medidas de TSM realizadas en Ecuador por el INOCAR

Aquí estudiamos la posibilidad de utilizar las cuatro series más completas de TSM, registradas en los puertos ecuatorianos por el INOCAR. Estas series de temperatura son medidas en los puertos de Esmeraldas (1°N), Manta (1°S), Salinas (2°15'S) y Bolívar (3°15'S) (Fig. 3-5 Capítulo 3). Los registros comenzaron a finales de 1974 y continúan hasta hoy, lo que permite tener un período común de 14 años (1975-1989) con las series de Da Silva. Determinamos los coeficientes de correlación entre las series excluyendo el año 1983 (tabla 8-9); tres series del INOCAR presentan una correlación positiva significativa ($R > 0,70$) con al menos una de ellas de Da Silva.

Puerto	Ta	Tb	Tc	Td	Te	Tf	Tg
Esmeraldas	0,74	0,78	0,76	0,68	0,59	0,53	0,50
Manta	0,72	0,71	0,64	0,55	0,46	0,40	0,38
Salinas	0,61	0,74	0,77	0,71	0,62	0,53	0,48
Bolívar	0,60	0,47	0,33	0,20	0,11	0,09	0,13

Tabla 8-9: Coeficientes de correlación en el período 1975-1989 (sin 1983) entre los valores centrados reducidos de las medias estacionales de la TSM registrada en los puertos ecuatorianos por el INOCAR y los índices de TSM de los bloques de 1°x1° cercanos al continente.

Las series de Esmeraldas, de Manta y de Salinas están bien correlacionadas con los índices de los bloques situados en las mismas latitudes o ligeramente más hacia el norte. La serie de Bolívar, situada en la parte más al este del Golfo de Guayaquil, no está relacionada significativamente con los bloques más cercanos. Su mejor relación es con el índice Ta del bloque situado más al norte, lo que parece sorprendente. Este Puerto, está alejado de la influencia de las corrientes marinas y su temperatura está probablemente influenciada por aquellas de los ríos costeros y los vientos.

Para los índices pluviométricos P₁ a P₆ que son los mejores correlacionados con la TSM del Pacífico oriental, determinamos los modelos más satisfactorios usando Yc como índice de viento y Te como índice de TSM en una primera etapa, luego las series medidas en Ecuador. La serie de Salinas es la más satisfactoria de los puertos ecuatorianos, pero los coeficientes de correlación entre los valores observados y calculados con los modelos utilizando Yc y la TSM de Salinas son generalmente inferiores a aquellos obtenidos con los modelos que utilizan Yc y Te (tabla 8-10).

Indice de lluvia a explicar	R con los Modelos utilizando Yc y Te	R con los Modelos utilizando Yc y la TSM de Salinas	Ganancia o pérdida de información
P ₁	0,84	0,67	- 25 %
P ₂	0,81	0,75	- 10 %
P ₃	0,91	0,82	- 16 %
P ₄	0,79	0,77	- 3 %
P ₅	0,84	0,87	+ 4 %
P ₆	0,77	0,57	- 28 %

Tabla 8-10: Coeficiente de correlación en el período 1975-89 entre los valores observados y calculados con los modelos ajustados con Yc y Te por una parte y con Yc y la serie de TSM de Salinas por otra. Diferencia entre estos dos valores.

Con relación a la TSM de los bloques del Océano que hemos utilizado hasta aquí, la utilización de las medidas puntuales de TSM realizadas en los puertos ecuatorianos no aporta ninguna mejora significativa a la explicación de las precipitaciones y deteriora los resultados de los modelos explicativos de varios índices pluviométricos. Sería interesante confirmar esta observación con series actualizadas de las anomalías de TSM de los bloques de 1°x1° del Pacífico oriental. Estas observaciones, sumadas al hecho de que las series son de corta duración explican el porque no utilizaremos los registros de TSM realizados en Ecuador en el resto de este estudio

8.3 EXPLICACION DE LOS TOTALES PLUVIOMETRICOS MENSUALES

Al igual que para los totales estacionales, pondremos en evidencia en un primer tiempo la relación entre las precipitaciones de la costa ecuatoriana, la TSM y viento del Océano Pacífico oriental. Se determina a continuación las correlaciones lineales más explicativas de los totales pluviométricos de cada mes de la estación de lluvias. Siguiendo a continuación con los modelos regionales utilizables para varias zonas pluviométricas. El ajuste de los modelos se realizó siempre en el período 1964-1993, donde los meses del evento de 1983 se han descartado. La validación fue igualmente realizada en el período 1945-1963 con las series de las estaciones de larga duración. Se estudió finalmente la posibilidad de reconstituir los totales estacionales adicionando las estimaciones mensuales.

8.3.1 Determinación de la relación entre la lluvia, la TSM y el viento

8.3.1.1 Correlaciones lineales simples

El cálculo de los coeficientes de correlación lineal entre los índices pluviométricos y los índices de TSM y de viento indica que los índices pluviométricos están generalmente correlacionados positivamente con aquellos de TSM y negativamente con aquellos de viento meridional y zonal. Esto confirma en el nivel mensual la relación entre las precipitaciones excedentes, los calentamientos del Océano y las anomalías de viento del noreste que determinamos en el nivel estacional. El análisis de las tablas de correlaciones (Anexo 8-2) permite realizar varias observaciones generales en las variables explicativas:

- Los índices más explicativos de TSM son Td, Te, Tf de los bloques 1°x 1° cercanos al continente comprendidos entre 1° y 4° de latitud sur.
- Los índices más explicativos de viento meridional son Ya, Yb, Yh, Yk de los bloques situados al norte. Los coeficientes de correlación con los índices de viento meridional Yg, Yf de los bloques cercanos al continente situados al sur son positivos, pero más débiles.
- Los índices más explicativos de vientos zonal son de los bloques cercanos al continente situados al norte (Xa, Xb) en febrero, marzo y mayo y entre 2° y 4° sur (Xe, Xf) en enero y abril

Las relaciones entre los índices de seis meses de la estación de lluvias presentan sin embargo diferencias notables:

- **Diciembre:** Ningún coeficiente de correlación es superior a 0,70. Solo el índice pluviométrico P_3 está aceptablemente bien explicado por los índices de TSM y viento meridional ($|R| \sim 0,65$). En las zonas más áridas (9,10), estas bajas correlaciones se explican parcialmente por el hecho de que varios totales de diciembre son nulas.
- **Enero:** Los índices pluviométricos P_2, P_3, P_4, P_5 y P_{10} están bien explicados por varios índices de TSM ($R > 0,70$). Por el contrario ninguna variable está significativamente correlacionada con los índices pluviométricos P_6, P_9, P_{11}, P_{12} y P_{13} ($|R| < 0,60$).
- **Febrero:** El índice pluviométrico P_9 está mejor explicado, los coeficientes de correlación son superiores a 0,70 con varios índices de TSM y sobre todo de viento zonal y meridional. Los índices pluviométricos P_3, P_5 y P_{10} están bien explicados por los índices de viento zonal ($|R| > 0,70$) y relativamente bien explicados por aquellos de TSM ($|R| > 0,60$). Por otro lado, ninguna variable está correlacionada significativamente con los índices pluviométricos P_1, P_2, P_7, P_{11} y P_{12} y P_{13} ($|R| < 0,60$).
- **Marzo:** El índice pluviométrico P_5 es el mejor explicado $R > 0,80$ con varios índices de TSM y ($|R| > 0,70$) con ciertos índices de viento meridional. Los índices pluviométricos P_2, P_3, P_4 y P_{10} están bien explicados por los índices de TSM ($R > 0,70$). Por otro lado, ninguna variable está significativamente correlacionada con los índices pluviométricos P_6, P_7, P_{11} y P_{13} ($|R| < 0,60$).
- **Abril:** Los índices pluviométricos P_1, P_2, P_3 y P_4 están bien explicados por varios índices de TSM y P_9 por un índice de viento meridional ($R > 0,70$), pero ninguna variable está significativamente correlacionada con los índices pluviométricos P_5 y P_{13} ($|R| < 0,60$).
- **Mayo:** Solamente los índices de TSM son significativamente explicativos, los índices pluviométricos P_1, P_2, P_3, P_7 y P_8 son los mejor explicados, pero ninguna variable explica significativamente los índices pluviométricos P_4, P_9, P_{10}, P_{11} y P_{13} ($|R| < 0,60$).

Estas observaciones indican también que los índices pluviométricos mensuales mejor explicados son los de las zonas de la parte sur de las regiones costeras (P_2, P_3, P_4, P_5, P_9 , y P_{10}) principalmente la de Guayaquil (P_3). Los índices pluviométricos menos explicados de las zonas situadas más al norte son especialmente los del piedemonte (P_{13}) y del lado este del relieve costero (P_{11})

8.3.1.2 Análisis en componentes principales de los índices de lluvias, de TSM y de viento

Las figuras que representan las proyecciones de las variables (índices de lluvias, TSM y viento) y de los individuos (años) en los dos primeros componentes de las ACP en los seis meses de la estación lluviosa son comparables con los obtenidos en el nivel estacional (Anexo 8-3). El primer componente de los seis ACP explica del 37% de la varianza total en diciembre al 44% en febrero. En este componente, los índices de lluvias y de TSM tienen coordenadas positivas y los de viento zonal y meridional de los bloques cercanos del Ecuador tienen coordenadas negativas. Esto corresponde a la relación entre las precipitaciones excedentes, los calentamientos anormales del Océano y las anomalías de viento del noreste que indicamos en el nivel estacional. Pero varias observaciones se imponen al respecto de las diferencias entre los meses de la estación lluviosa

- **Diciembre:** La relación entre la lluvia, la TSM y el viento es verificada, pero los índices de lluvias tienen coordenadas más débiles que aquellas de TSM y de viento. Varios años teniendo coordenadas positivas no son años Niño y ciertos eventos Niño tienen coordenadas negativas. Esta diferencia puede ciertamente explicarse por el hecho de que las anomalías de TSM observadas en los años Niño tienen principalmente lugar durante la segunda mitad de la estación de lluvias (§ 7.4). Parece que las precipitaciones del mes de diciembre están débilmente influenciadas por el Niño, y que este fenómeno no sea la única causa de lluvias excedentes.
- **Enero:** Las coordenadas de las variables en el plano de los dos primeros componentes están cercanas de aquellas del mes de diciembre. Por el contrario, todos los años Niño tienen coordenadas positivas, pero algunos años no-Niño tienen coordenadas elevadas. La influencia del fenómeno se comienza a fortalecer.
- **Febrero-marzo:** La relación entre la lluvia, la TSM y el viento es verificada, los índices de lluvia tienen coordenadas equivalentes a aquellas de los índices de TSM y de viento. Todos los años Niño tienen coordenadas positivas, las más débiles son aquellas de 1965 y 1969 en febrero y 1969 y 1973 en marzo. En el transcurso de esos dos meses que son los más lluviosos de la estación, El Niño tiene una fuerte influencia sobre las precipitaciones del litoral.
- **Abril-Mayo:** La relación entre la lluvia, la TSM y el viento es verificada y los seis años de coordenadas máximas son años Niño. Parece que el fenómeno sea la principal causa de los excesos de precipitaciones para los meses de finales de la estación de lluvias.

Estos ACP permiten verificar las condiciones tipos que provocan precipitaciones excedentes, las cuales dependen fuertemente de la aparición de un « Niño ». Su influencia está muy marcada en la segunda mitad de la estación lluviosa (abril-mayo), importante en febrero marzo y más reducida en diciembre.

8.3.2 Modelos explicativos de las anomalías pluviométricas mensuales

El método de selección automática STEPWISE permite determinar las correlaciones múltiples o modelos explicativos lineales de los índices pluviométricos. Verificamos que los modelos correspondan a las condiciones tipo de aparición de lluvias, estos modelos utilizan un índice de TSM y/o de viento zonal y/o de viento meridional, los coeficientes de ponderación de los índices de TSM son positivos y aquellos de los índices de viento son negativos. De la misma manera que para las anomalías estacionales, un modelo ha sido juzgado *satisfactorio* cuando el coeficiente de correlación (R) entre los valores observados y calculados es superior a 0,70. Lo que significa que más del 50% de la varianza de la serie observada es explicada por la varianza de la serie calculada. Los modelos que responden a estos criterios están presentados bajo la forma de tablas conteniendo los coeficientes de ponderación de las variables explicativas, la constante del modelo y el coeficiente de correlación entre las precipitaciones observadas y calculas (tablas 8-8). Igualmente hemos determinado para cada mes un modelo regional permitiendo explicar de manera satisfactoria las precipitaciones de varias zonas pluviométricas (tablas 8-9).

8.3.2.1 Diciembre

Solamente el índice pluviométrico P_3 de la zona de Guayaquil puede ser explicado de manera *satisfactoria* por los índices de TSM y de viento, el modelo utiliza un índice de TSM y uno de viento meridional de los bloques de $5^\circ \times 5^\circ$ (tabla 8-11a).

Modelo	Índice de lluvia a explicar	1° Índice explicativo	2° Índice explicativo	Constante del Modelo	R entre las lluvias observadas y calculadas
M0-3	P_3	+ 0,39 Tg	- 0,32 Yh	- 0,06	0,75

Tabla 8-11a: Modelo del mes de Diciembre: coeficientes de ponderación de las variables explicativas, constante del modelo y coeficiente de correlación entre los valores observados y calculados.

8.3.2.2 Enero

Los modelos obtenidos son satisfactorios para la mayoría de los índices pluviométricos de la mitad del sur de las regiones costeras (tabla 8-11b), los más satisfactorios son aquellos de las zonas más meridionales (2, 3, 4, 5, 10). Los índices de TSM explican una parte más importante de la varianza de la lluvia que los índices de viento. Los índices de las zonas del norte (1, 6, 12, 13) y de Manta-Jipijapa (9) no pudieron ser explicados de manera satisfactoria.

Modelo	Índice de lluvia a explicar	1° Índice explicativo	2° Índice explicativo	Constante del modelo	R entre las lluvias observadas y calculadas
M1-2	P_2	+ 0,68 Te	- 0,41 Xg	- 0,07	0,79
M1-3	P_3	+ 0,76 Te	- 0,42 Xf	- 0,01	0,82
M1-4	P_4	+ 0,75 Tf	- 0,39 Xg	+ 0,01	0,79
M1-5	P_5	+ 0,58 Te	- 0,20 Xe	- 0,10	0,79
M1-7	P_7	+ 0,51 Tf	- 0,45 Xe	+ 0,03	0,71
M1-8	P_8	+ 0,40 Te	- 0,66 Xf	- 0,03	0,69
M1-10	P_{10}	+ 0,38 Te	- 0,27 Xg	- 0,12	0,82
M1-11	P_{11}	+ 0,55 Te	- 0,47 Xg	- 0,03	0,71

Tabla 8-11b: Modelos del mes de Enero: coeficientes de ponderación de las variables explicativas, constantes de los modelos y coeficientes de correlación entre los valores observados y calculados.

Los modelos utilizaron solamente 5 variables explicativas diferentes, 2 de TSM (Te, Tf) y 3 de viento zonal (Xe, Xf, Xg). Estos índices corresponden a los tres bloques de $1^\circ \times 1^\circ$ situados entre 2° y 5° S cerca del continente, los coeficientes de correlación entre estos dos índices son relativamente elevados. Esto indica que en enero, la parte más grande de la varianza de la pluviometría de la mitad sur de las regiones costeras puede ser explicada por aquella de la TSM y del viento zonal medido en la superficie del Océano al sureste de las costas del Ecuador. El modelo regional que utiliza 2 de estas variables (MR1) permite explicar la mayoría de la varianza de la pluviometría del mes de enero de las zonas del sur de las regiones costeras (tabla 8-12b).

$$\text{MR1: } P = 0,56 \cdot Te - 0,42 \cdot Xf - 0,04$$

	P_1	P_2	P_3	P_4	P_5	P_6	P_7	P_8	P_9	P_{10}	P_{11}	P_{12}	P_{13}
MR1	0.65	0.77	0.82	0.74	0.78	0.55	0.70	0.67	0.54	0.75	0.66	0.18	0.38

Tabla 8-12b: Resultados del modelo regional del mes de enero MR1 en el período de ajuste.

8.3.2.3 Febrero

Los modelos obtenidos son *satisfactorios* para los índices pluviométricos de las zonas de la mitad sur del litoral (3, 5, 8, 9, 10) y de Esmeraldas (6) al norte (tabla 8-11c), los más *satisfactorios* son aquellos de los índices de las zonas más áridas del suroeste del litoral (9, 10). Los otros índices pluviométricos del norte de las regiones costeras no pueden ser explicados de manera *satisfactoria*. Los índices de viento explican aquí una parte más importante de la varianza de la lluvia que los índices de TSM.

Modelo	Índice de lluvia a explicar	1º Índice explicativo	2º Índice explicativo	Constante del modelo	R entre las lluvias observadas y calculadas
M2-3	P ₃	- 0,54 Xe	- 0,72 Ya	+ 0,17	0,80
M2-5	P ₅	- 0,28 Xa	- 0,51 Ya	- 0,02	0,75
M2-6	P ₆	- 0,71 Xe	+ 0,61 Te	+ 0,24	0,71
M2-8	P ₈	- 0,70 Xe	- 0,57 Ya	+ 0,30	0,69
M2-9	P ₉	- 0,65 Xc	- 0,54 Ya	+ 0,19	0,85
M2-10	P ₁₀	- 0,61 Xd	- 0,55 Ya	+ 0,18	0,84

Tabla 8-11c: Modelos del mes de febrero: coeficientes de ponderación de las variables explicativas, constantes de los modelos y coeficientes de correlación entre los valores observados y calculados.

Solamente un índice de viento meridional fue utilizado, el cual corresponde al bloque 1°x1° situado más hacia el norte (Ya), los índices de viento zonal corresponden a bloques de latitudes variadas. El modelo regional que utiliza dos de estas variables (MR2) permite explicar la mayoría de la varianza de la pluviometría del mes de febrero de las zonas del sur y del suroeste de las regiones costeras (tabla 8-12c).

$$\text{MR2: } P = -0,67 \cdot Ya - 0,49 \cdot Xe + 0,18$$

	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	P ₅	P ₆	P ₇	P ₈	P ₉	P ₁₀	P ₁₁	P ₁₂	P ₁₃
MR2	0.46	0.53	0.80	0.57	0.73	0.66	0.52	0.69	0.84	0.83	0.42	0.23	0.19

Tabla 8-12c: Resultados del modelo regional del mes de febrero MR2 en el período de ajuste.

8.3.2.4 Marzo

Los modelos obtenidos son *satisfactorios* para los índices de las zonas de la mitad sur del litoral (2, 3, 4, 5, 9, 10) y del extremo norte (12) (tabla 8-11d) el más exitoso es aquel del índice de la zona más meridional (5), los índices P₇, P₁₁ y P₁₃ no pueden ser explicados de manera *satisfactoria*. De la misma manera que para el mes de enero, la TSM explica la parte más importante de la varianza de la lluvia que los índices de viento. Ciertos índices de viento meridional y los índices del modelo en la zona más septentrional (M3-12) corresponden a bloques de 5°x5° y no a bloques de 1°x1°.

Modelo	Indice de lluvia a explicar	1° Indice explicativo	2° Indice explicativo	Constante del modelo	R entre las lluvias observadas y calculadas
M3-1	P ₁	+ 0,54 Ta	- 0,43 Yk	+ 0,09	0,71
M3-2	P ₂	+ 0,73 Tc	- 0,40 Yl	+ 0,17	0,81
M3-3	P ₃	+ 0,65 Tc	- 0,29 Yk	+ 0,07	0,79
M3-4	P ₄	+ 0,76 Td	- 0,58 Xf	+ 0,12	0,80
M3-5	P ₅	+ 0,56 Te	- 0,33 Ya	+ 0,02	0,88
M3-8	P ₈	+ 0,56 Tb	- 0,53 Xc	+ 0,07	0,69
M3-9	P ₉	+ 0,48 Ta	- 0,52 Ya	+ 0,13	0,71
M3-10	P ₁₀	+ 0,51 Td	- 0,14 Xa	- 0,05	0,75
M3-12	P ₁₂	+ 0,87 Th	- 1,09 Xi	+ 0,02	0,79

Tabla 8-11d: Modelos del mes de marzo: coeficientes de ponderación de las variables explicativas, constantes de los modelos y coeficientes de correlación entre los valores observados y calculados.

El modelo regional (MR3) propuesto utiliza un índice de TSM y un índice de viento meridional y permite explicar la mayoría de la varianza de la pluviometría del mes de marzo de las zonas del sur de la planicie del Guayas y de las zonas semiáridas del sur y del suroeste (tabla 8-12d).

$$\text{MR3: } P = 0,67 \cdot Tc - 0,27 \cdot Yl + 0,09$$

	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	P ₅	P ₆	P ₇	P ₈	P ₉	P ₁₀	P ₁₁	P ₁₂	P ₁₃
MR3	0.65	0.81	0.78	0.76	0.88	0.22	0.43	0.68	0.73	0.74	0.46	0.41	0.46

Tabla 8-12d: Resultados del modelo regional del mes de marzo MR3 en el período de ajuste.

8.3.2.5 Abril

Los modelos obtenidos son *satisfactorios* para la mayoría de los índices (tabla 8-11e), los más exitosos son aquellos de los índices de la planicie del Guayas y del suroeste. Solamente los índices de las zonas del piedemonte (13), de Portoviejo (8) y de Esmeraldas (6) al norte no pudieron explicarse de manera *satisfactoria*. Los índices de TSM explican aquí también una parte muy importante de la varianza de la lluvia que los índices de viento. Los índices de viento meridional utilizados corresponden a bloques de 5°x5° y no de 1°x1°.

Modelo	Indice de lluvia a explicar	1° Indice explicativo	2° Indice explicativo	Constante del modelo	R entre las lluvias observadas y calculadas
M4-1	P ₁	+ 0,70 Td	- 0,29 Yk	- 0,08	0,77
M4-2	P ₂	+ 0,65 Te	- 0,35 Yk	- 0,10	0,84
M4-3	P ₃	+ 0,63 Te	- 0,58 Xe	- 0,19	0,86
M4-4	P ₄	+ 0,63 Te	- 0,38 Yk	- 0,14	0,84
M4-5	P ₅	+ 0,56 Tq	- 0,24 Xf	- 0,31	0,75
M4-7	P ₇	+ 0,70 Td	- 0,27 Xc	- 0,23	0,73
M4-9	P ₉	+ 0,22 Te	- 0,38 Yk	- 0,13	0,83
M4-10	P ₁₀	+ 0,17 Te	- 0,15 Yh	- 0,21	0,76
M4-11	P ₁₁	+ 0,72 Te	- 0,45 Xg	- 0,08	0,79
M4-12	P ₁₂	+ 1,02 Td	- 0,37 Yg	- 0,12	0,75

Tabla 8-11e: Modelos del mes de abril: coeficientes de ponderación de las variables explicativas, constantes de los modelos y coeficientes de correlación entre los valores observados y calculados.

El modelo regional (MR4) propuesto utiliza un índice de TSM y un índice de viento meridional. Permite explicar la mayoría de la varianza de la pluviometría del mes de abril de las zonas de la planicie del Guayas y de la Península (tabla 8-12e).

$$\text{MR4: } P = 0,50.Te - 0,28.Yk - 0,15$$

	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	P ₅	P ₆	P ₇	P ₈	P ₉	P ₁₀	P ₁₁	P ₁₂	P ₁₃
MR4	0,73	0,81	0,85	0,78	0,69	0,36	0,62	0,57	0,61	0,72	0,55	0,61	0,43

Tabla 8-12e: Resultados del modelo regional del mes de abril MR4 en el período de ajuste.

8.3.2.6 Mayo

Los modelos obtenidos son *satisfactorios* para los índices de las zonas centro (1, 2, 3, 6, 7, 8) (tabla 8-8f). Los índices P₁₂ y P₁₃ de las zonas del norte P₄, P₉, P₁₀ y P₁₁ de las zonas del suroeste y P₅ del extremo sur no pudieron explicarse de manera satisfactoria. Los índices de TSM explican mejor aquí también que aquellos de viento. Los índices de viento meridional utilizados por los modelos corresponden a bloques de 5°x5° y no de 1°x1°.

Modelo	Índice de lluvia a explicar	1° Índice explicativo	2° Índice explicativo	Constante del modelo	R entre las lluvias observadas y calculadas
M5-1	P ₁	+ 0,99 Td	- 0,24 YI	- 0,10	0,81
M5-2	P ₂	+ 0,88.Td	- 0,22.YI	- 0,16	0,76
M5-3	P ₃	+ 0,74.Td	- 0,17.YI	- 0,25	0,79
M5-6	P ₆	+ 1,14 Tc	- 0,36 YI	- 0,05	0,75
M5-7	P ₇	+ 0,58 Tc	- 0,11 YI	- 0,21	0,82
M5-8	P ₈	+ 0,47 Tc	- 0,09 YI	- 0,21	0,79

Tabla 8-11f : Modelos del mes de mayo: coeficientes de ponderación de las variables explicativas, constantes y coeficientes de correlación entre los valores observados y calculados.

Los cinco modelos del mes de mayo utilizaron solamente tres índices explicativos diferentes: dos de TSM (Tc, Td) y uno de viento meridional (YI). El modelo regional (MR5) que proponemos para el mes de mayo permite explicar la mayor parte de la varianza de la pluviometría en las zonas centrales de la costa.

	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	P ₅	P ₆	P ₇	P ₈	P ₉	P ₁₀	P ₁₁	P ₁₂	P ₁₃
MR6	0,81	0,76	0,78	0,60	0,55	0,74	0,81	0,75	0,35	0,55	0,63	0,44	0,44

Tabla 8-12f: Resultados del modelo regional del mes de mayo MR5 en el período de ajuste.

8.3.2.7 Búsqueda de un modelo común para todos los meses

Con la excepción del mes de diciembre, la mayoría de los índices pluviométricos se explicaron de manera *satisfactoria* por los modelos mensuales regionales MR1 a MR5 de cada mes.

	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	P ₅	P ₆	P ₇	P ₈	P ₉	P ₁₀	P ₁₁	P ₁₂	P ₁₃
MR1 : Enero	0.65	0.77	0.82	0.74	0.78	0.55	0.76	0.67	0.54	0.75	0.66	0.18	0.38
MR2 : Febrero	0.46	0.53	0.80	0.57	0.73	0.66	0.52	0.69	0.84	0.83	0.42	0.23	0.19
MR3 : Marzo	0.65	0.81	0.78	0.76	0.88	0.22	0.43	0.68	0.73	0.74	0.46	0.41	0.46
MR4 : Abril	0.75	0.81	0.85	0.78	0.69	0.36	0.62	0.57	0.61	0.72	0.55	0.6	0.43
MR5 : Mayo	0.81	0.76	0.78	0.60	0.55	0.73	0.81	0.75	0.35	0.55	0.63	0.44	0.44

Tabla 8-13: Resultados de los modelos mensuales regionales en el período de ajuste.

Estos modelos regionales permiten explicar más del 50% de la varianza (Tabla 8-10), utilizan generalmente como primer factor explicativo un valor de la TSM y luego un índice de viento que puede explicar hasta el 30% de la varianza. La importancia del factor viento es más acentuada en las zonas semiáridas del suroeste.

Modelo	1º Índice explicativo	2º Índice explicativo	Constante
MR1: Enero	+ 0,56 . Te	- 0,42 . Xf	- 0,04
MR2: Febrero	+ 0,67 . Ya	- 0,49 . Xe	+ 0,18
MR3: Marzo	+ 0,67 . Tc	- 0,27 . Yl	+ 0,09
MR4: Abril	+ 0,50 . Te	- 0,28 . Yk	- 0,19
MR5: Mayo	+ 0,79 . Td	- 0,21 . Yl	- 0,15
Media (sin febrero)	+ 0,63	- 0,30	- 0,06
SR3: estación	+ 0,60 . Te	- 0,30 . Yc	+ 0,00

Tabla 8-14: Coeficientes de ponderación de los índices de viento de los modelos mensuales regionales y del modelo estacional regional SR3.

Analizando y comparando todos los coeficientes de los modelos regionales de cada mes (MR1 a MR5 en la tabla 8-14), llegamos a proponer un Modelo Mensual Medio Regional (MM) próximo al modelo estacional regional SR3

$$\text{MM: } P = 0,60.Td - 0,30.Yl$$

Este modelo MM permite explicar correctamente las precipitaciones de los meses de enero, marzo y abril de la llanura del Guayas y de las zonas semiáridas del sur y suroeste (tabla 8-15)

Mes	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	P ₅	P ₆	P ₇	P ₈	P ₉	P ₁₀	P ₁₁	P ₁₂	P ₁₃
Diciembre	0.39	0.43	0.68	0.32	0.56	0.32	0.20	0.17	0.18	0.21	0.47	0.35	0.38
Enero	0.60	0.73	0.79	0.71	0.79	0.56	0.66	0.62	0.52	0.74	0.62	0.20	0.42
Febrero	0.52	0.57	0.61	0.56	0.58	0.68	0.41	0.57	0.71	0.65	0.35	0.35	0.27
Marzo	0.68	0.78	0.76	0.79	0.85	0.27	0.45	0.64	0.72	0.69	0.48	0.52	0.49
Abril	0.74	0.81	0.84	0.76	0.65	0.42	0.64	0.56	0.60	0.70	0.55	0.63	0.44
Mayo	0.66	0.65	0.65	0.44	0.51	0.58	0.72	0.62	0.14	0.31	0.29	0.58	0.28

Tabla 8-13: Resultados del modelo mensual medio regional MM sobre el período de ajuste con los índices pluviométricos de las regiones costeras del Ecuador para los seis meses de la estación de lluvias.

Los resultados mediocres del modelo para el mes de diciembre pueden explicarse por el hecho de que una parte importante de las precipitaciones de este mes, tienen totales que son todavía débiles y están inducidos por otros factores que no son las anomalías de la TSM o del viento, como la convección local y la posición y actividad de la ZCIT.

Los resultados mediocres del modelo mensual promedio MM en febrero son más difíciles de explicar, porque las precipitaciones de este mes, corazón de la estación de lluvias, son menos explicadas por la TSM que aquellas del mes de enero, marzo o abril? Solamente los índices de viento permiten explicar una parte de las precipitaciones de las zonas semiáridas.

Este modelo mensual regional medio (MM) es menos *satisfactorio* para el mes de mayo que para los meses precedentes. Hemos visto que el calentamiento del Océano en el transcurso de los años Niño son más marcados en el transcurso de la segunda mitad de la estación de lluvias (§ 7.4). La influencia del calentamiento es entonces más importante a finales de la estación de lluvias, relación que es ilustrada por el valor más fuerte del coeficiente de ponderación del índice de TSM del modelo regional del mes de mayo (0,8 contra 0,6). Podemos observar que los índices P_9 y P_{10} de las zonas del suroeste, donde los totales de los meses precedentes están bien explicados por el viento, no están correctamente explicados en el mes de mayo. Mientras que los índices P_6 , P_7 y P_8 de las zonas situadas más hacia el norte que fueron poco o nada explicados los meses precedentes, pero lo son en mayo. ¿Esto está relacionado con los desplazamientos meridional de la ZCIT y del frente ecuatorial que tendrían todavía una fuerte influencia en estas regiones durante los años Niño ya que el calentamiento del Océano es todavía marcado?.

Estas condiciones indican bien los límites de generalización de un modelo único regional para las diversas partes de la estación de lluvia, con una muestra menor a 30 años y 8 años Niño, todo esto, solo para explicar los fenómenos extremadamente complejos que originan las precipitaciones

8.3.3 Validación de los modelos mensuales

De la misma manera que para los modelos estacionales, la validación fue realizada con las series de las estaciones del período anterior a 1964 cuyos datos no han sido utilizados por el ajuste. Para esto, hemos comparado las series observadas y calculadas de las estaciones de larga duración en los períodos de ajuste y de validación y determinado los coeficientes de correlación entre estas series en los dos períodos.

Vale recalcar que no fue posible homogeneizar y analizar la información pluviométrica anterior a 1964 al igual (vector regional) que en el período 1964-93. Esto quizá explica ciertas incoherencias

8.3.3.1 Diciembre

Los resultados del modelo determinado por el índice P_3 (Mo-3) son regulares en el período de ajuste y débiles en el de validación (tabla 8-13a), la debilidad de los coeficientes de correlación es quizá debido a la mala estimación de los dos primeros valores del período (1946 y 47) y de los totales nulos observados que truncan y torna disimétrica la muestra de lluvias (Fig. 8-14a), lo cual torna discutible la utilización de métodos lineales como el STEPWISE. Los totales excepcionales de diciembre 1982 son muy subestimados (1,9 calculado contra 4,7 observado para P037 y 1,19 contra 4,8 para P056). El modelo mensual medio MM no es *satisfactorio* para estimar las lluvias del mes de diciembre. Las series de las estaciones P006, P036 y P047 no fueron utilizadas ya que ellas estaban mal correlacionadas con los índices pluviométricos calculados con el modelo.

Estación	Período	Modelos a validar	
		MM	M0-3
P037	Ajuste: 64-89	0.38	0.62
	Validación: 45-63	-0.19	-0.06
P056	Ajuste: 64-89	0.52	0.67
	Validación: 45-63	0.13	-0.04

Tabla 8-16a: Validación de los modelos del mes de diciembre: coeficientes de correlación entre los valores observados y calculados de las series de las estaciones P037 y 9056 en los períodos de ajuste y de validación.

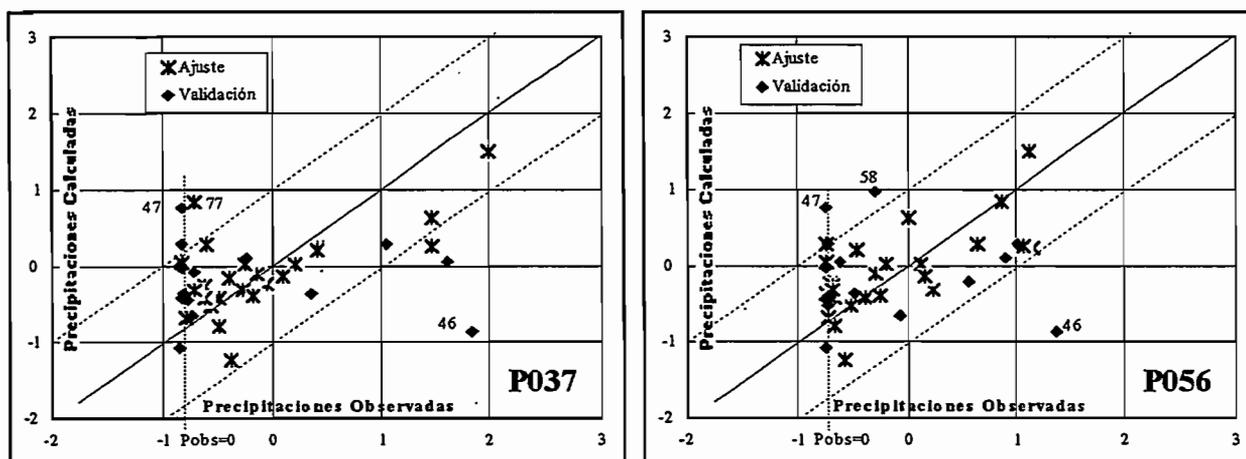


Fig. 8-14a: Validación de los modelos de diciembre: Anomalías pluviométricas de las estaciones P037 y P056 observadas y calculadas con el modelo M0-3 en los períodos de ajuste y de validación.

8.3.3.2 Enero

La validación de los modelos es relativamente buena con las estaciones P006 y P036, sólo el total de 1952 es subestimado, mientras que aquellos de 1983 que son fuertes sin ser excepcionales, son bien estimados (tabla 8-16b, Fig. 8-14b). La debilidad de los coeficientes de correlación en el período de validación obtenidos con las estaciones P037 y P056 es esencialmente debido a los valores del período más antiguo (1945-52) que son subestimados. Para estas dos estaciones, los totales de 1983 que son excepcionales, son muy subestimados (1,5 contra 4,7 para P037 y 4,8 para P056). No hemos utilizado la serie de la estación P047 ya que está mal correlacionada con los índices pluviométricos calculados con el modelo. Los modelos del mes de enero son entonces, validados con las series de las dos estaciones situadas al norte de la planicie del Guayas en las zonas 1 y 2, pero no son validadas para las estaciones de la zona 3 de Guayaquil situada al sur de la planicie del Guayas. Lo mismo ocurre para el modelo regional del mes de enero MR1 y para el modelo mensual medio MM.

		Modelos del mes de enero a validar									
Estación	Período	MM	MR1	M1-2	M1-3	M1-4	M1-5	M1-7	M1-8	M1-10	M1-11
P006	Ajuste	0.54	0.58	0.57	0.57	0.53	0.54	0.51	0.58	0.57	0.57
	Validación	0.69	0.73	0.75	0.73	0.74	0.69	0.64	0.69	0.75	0.75
P036	Ajuste	0.76	0.82	0.81	0.82	0.79	0.80	0.73	0.78	0.80	0.78
	Validación	0.53	0.55	0.57	0.54	0.53	0.51	0.47	0.54	0.58	0.58
P037	Ajuste	0.77	0.79	0.75	0.80	0.73	0.78	0.71	0.74	0.74	0.72
	Validación	-0.11	-0.08	-0.09	-0.09	-0.05	-0.15	-0.09	-0.03	-0.08	-0.07
P056	Ajuste	0.74	0.77	0.77	0.78	0.74	0.76	0.68	0.72	0.76	0.75
	Validación	-0.06	0.00	-0.01	0.02	0.08	0.01	-0.03	-0.04	-0.02	-0.04

Tabla 8-16b: Validación de los modelos del mes de enero: coeficientes de correlación entre los valores observados y calculados de las series de las estaciones de larga duración en los períodos de ajuste y validación

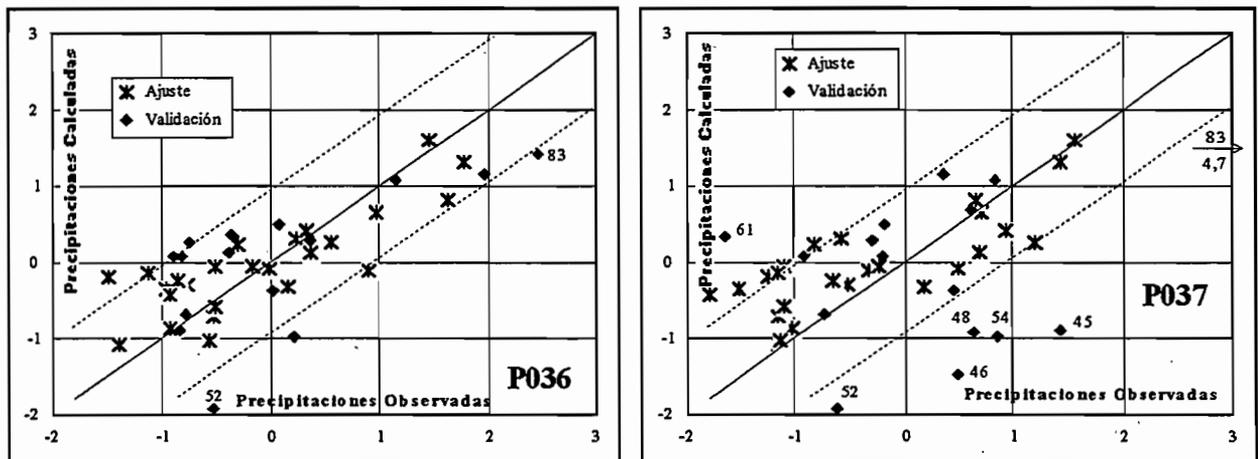


Fig. 8-14b: Validación de los modelos de enero: Anomalías pluviométricas de las estaciones P036 y P037 observadas y calculadas con el modelo regional MR1 en los períodos de ajuste y de validación.

8.3.3.3 Febrero

El conjunto de modelos, entre ellos el modelo regional del mes de febrero MR2 y el modelo medio MM, está relativamente bien validado por las series de las estaciones P037 y P047, pero solamente los modelos utilizando un índice de TSM (MM, M2-6) son validados por la serie de la estación P056 (tabla 8-16c y Fig. 8-14c). Los totales de 1983 que son elevados pero no excepcionales, son bien estimados. No hemos utilizado las series de las estaciones P006 y P036 ya que están mal correlacionadas con los índices pluviométricos calculados con el modelo.

		Modelos del mes de febrero para validar							
Estación	Período	MM	MR2	M2-3	M2-5	M2-6	M2-8	M2-9	M2-10
P037	Ajuste	0.60	0.79	0.79	0.74	0.71	0.79	0.78	0.79
	Validación	0.81	0.64	0.64	0.54	0.75	0.63	0.61	0.64
P047	Ajuste	0.44	0.60	0.60	0.59	0.57	0.59	0.61	0.60
	Validación	0.60	0.57	0.57	0.50	0.66	0.57	0.53	0.57
P056	Ajuste	0.54	0.74	0.74	0.74	0.69	0.73	0.78	0.75
	Validación	0.75	0.26	0.26	0.20	0.67	0.27	0.28	0.28

Tabla 8-16c: Validación de los modelos del mes de febrero: coeficientes entre los valores observados y calculados de las series de las estaciones de larga duración en los períodos de ajuste y de validación.

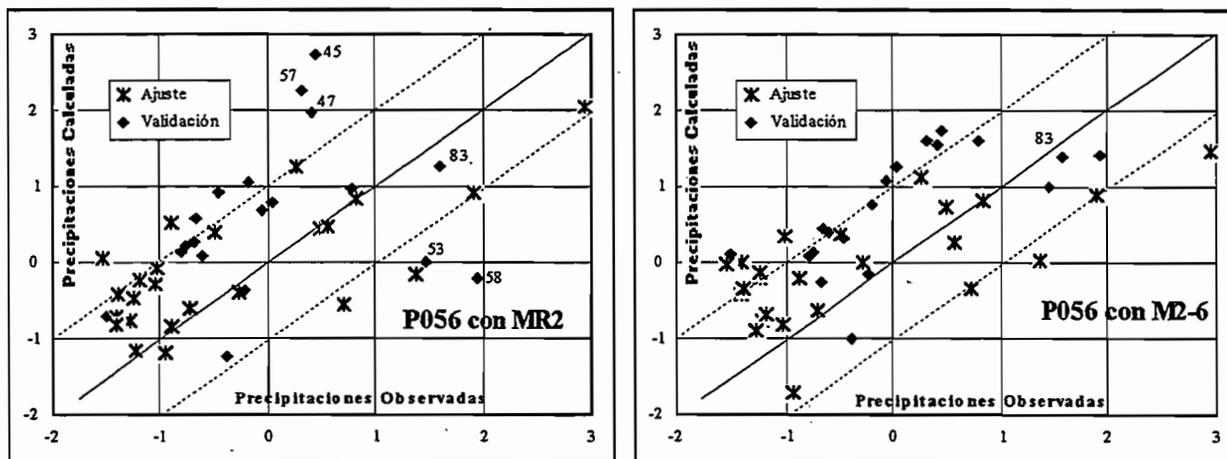


Fig. 8-14c: Validación de los modelos de febrero: Anomalías pluviométricas, estación P056 observadas y calculadas con el modelo regional MR2 y el modelo M2-6 en los períodos de ajuste y de validación

8.3.3.4 Marzo

La debilidad de los coeficientes de correlación obtenidos en el período de validación con las estaciones P006, P036, P037 y P056 es esencialmente debido a los valores de los años 1945 y 1952 que son sobrestimados (tabla 8-16d, Fig. 8-14d). La validación de los modelos, y en particular el modelo regional del mes de marzo MR3 y el modelo medio MM, es relativamente bueno con los otros años, los coeficientes de correlaciones son superiores a 0,70 si no tomamos en cuenta los valores de estos dos años. Los totales de 1983 que son elevados pero no excepcionales, son relativamente bien estimados. El modelo M3-12 no pudo ser validado, pues las series de las estaciones de larga duración están mal correlacionadas con el índice P_{12} para el cual el modelo ha sido ajustado. No hemos utilizado la serie de la estación P047 ya que está mal correlacionada con los índices pluviométricos calculados con el modelo.

		Modelos del mes de marzo a validar										
Estación	Período	MM	MR3	M3-1	M3-2	M3-3	M3-4	M3-5	M3-8	M3-9	M3-10	M3-12
P006	Ajuste	0.69	0.69	0.69	0.68	0.69	0.70	0.62	0.69	0.63	0.66	0.51
	Validación	0.46	0.64	0.66	0.63	0.70	0.38	0.68	0.55	0.61	0.62	0.25
P036	Ajuste	0.70	0.73	0.68	0.73	0.71	0.76	0.67	0.68	0.67	0.67	0.39
	Validación	0.71	0.44	0.68	0.39	0.65	0.68	0.66	0.72	0.74	0.61	0.45
P037	Ajuste	0.73	0.75	0.75	0.73	0.76	0.73	0.70	0.73	0.73	0.73	0.55
	Validación	0.25	0.12	0.34	0.08	0.24	0.15	0.26	0.16	0.36	0.24	0.05
P056	Ajuste	0.78	0.78	0.82	0.76	0.81	0.81	0.73	0.76	0.77	0.77	0.60
	Validación	0.59	0.43	0.64	0.38	0.55	0.48	0.51	0.36	0.61	0.52	0.28

Tabla 8-16d: Validación de los modelos del mes de marzo: coeficientes de correlación entre los valores observados y calculados de las series de las estaciones de larga duración en los períodos de ajuste y validación

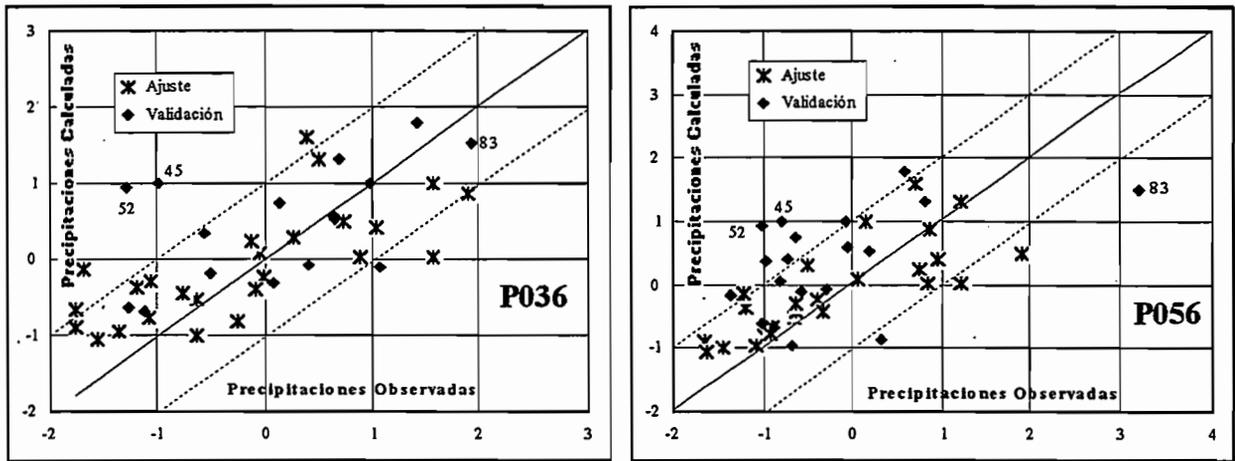


Fig. 8-14d: Validación de los modelos de marzo: Anomalías pluviométricas de las estaciones P036 y P056 observadas y calculadas con el modelo regional MR3 en los periodos de ajuste y de validación.

8.3.3.5 Abril

Los modelos determinados por los índices del mes de abril, y en particular el modelo regional MR3 y el modelo medio MM, son bien validados. Los coeficientes de determinación obtenidos en el periodo de validación son equivalentes a aquellos de los periodos de ajuste y los errores cometidos en la estimación de los totales son inferiores a una desviación standar. Solamente, el valor de 1945 de la estación P037 (lluvias observadas ~ 0) es muy sobrestimada, sin éste valor los coeficientes de correlación serían superiores a 0,70 (tabla 8-16e, Fig. 8-14e). La debilidad de los coeficientes en el periodo de ajuste con la estación P047 situada en una zona poco lluviosa, se explica por los numerosos valores nulos o cercanos a cero observados durante este periodo. Los totales de 1983 de las estaciones P006, P036, P037 y P056 son relativamente bien estimados, mientras que aquel de la estación P047, muy elevado, es subestimado (1,5 contra 5,5).

		Modelos del mes de abril a validar											
Estación	Periodo	MM	MR4	M4-1	M4-2	M4-3	M4-4	M4-5	M4-7	M4-9	M4-10	M4-11	M4-12
P006	Ajuste	0.78	0.76	0.80	0.79	0.72	0.78	0.66	0.77	0.72	0.74	0.64	0.75
	Validación	0.71	0.68	0.75	0.75	0.64	0.72	0.70	0.75	0.70	0.71	0.74	0.70
P036	Ajuste	0.75	0.75	0.80	0.84	0.70	0.80	0.63	0.74	0.74	0.69	0.73	0.74
	Validación	0.80	0.77	0.82	0.78	0.72	0.78	0.65	0.84	0.74	0.73	0.77	0.80
P037	Ajuste	0.79	0.81	0.77	0.78	0.80	0.77	0.77	0.78	0.68	0.77	0.67	0.75
	Validación	0.46	0.38	0.68	0.58	0.25	0.62	0.45	0.59	0.59	0.29	0.50	0.69
P047	Ajuste	0.44	0.45	0.62	0.66	0.44	0.68	0.44	0.52	0.76	0.33	0.38	0.44
	Validación	0.74	0.69	0.79	0.73	0.61	0.73	0.57	0.78	0.62	0.62	0.75	0.83
P056	Ajuste	0.74	0.76	0.71	0.71	0.77	0.71	0.77	0.72	0.65	0.75	0.59	0.66
	Validación	0.67	0.60	0.88	0.80	0.48	0.85	0.68	0.78	0.79	0.49	0.71	0.86

Tabla 8-16e: validación de los modelos del mes de abril: coeficientes de correlación entre los valores observados y calculados de las series de las estaciones de larga duración en los periodos de ajuste y validación.

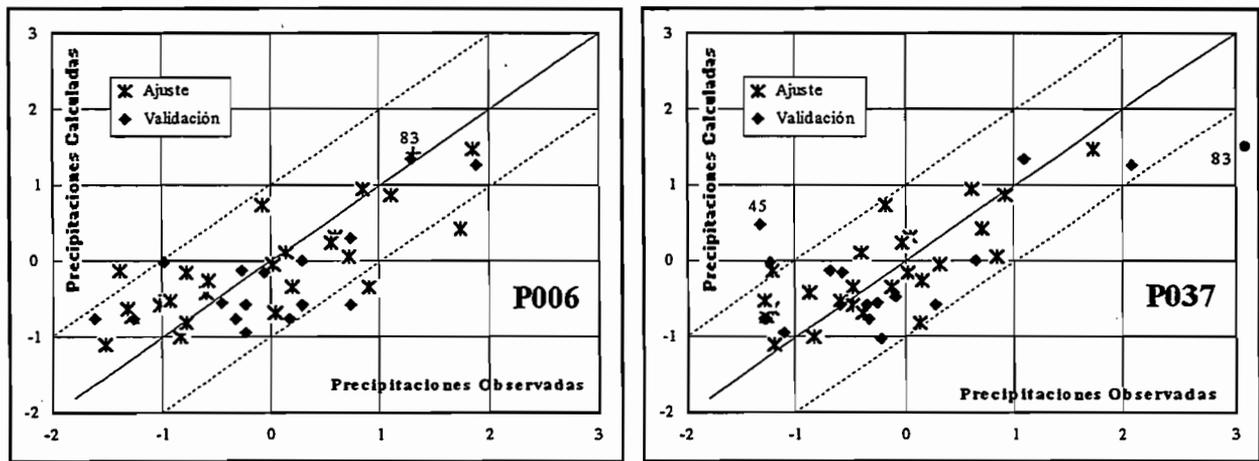


Fig. 8-14e: Validación de los modelos de abril: Anomalías pluviométricas de las estaciones P006 y P037 observadas y calculadas con el modelo regional MR4 en los períodos de ajuste y de validación.

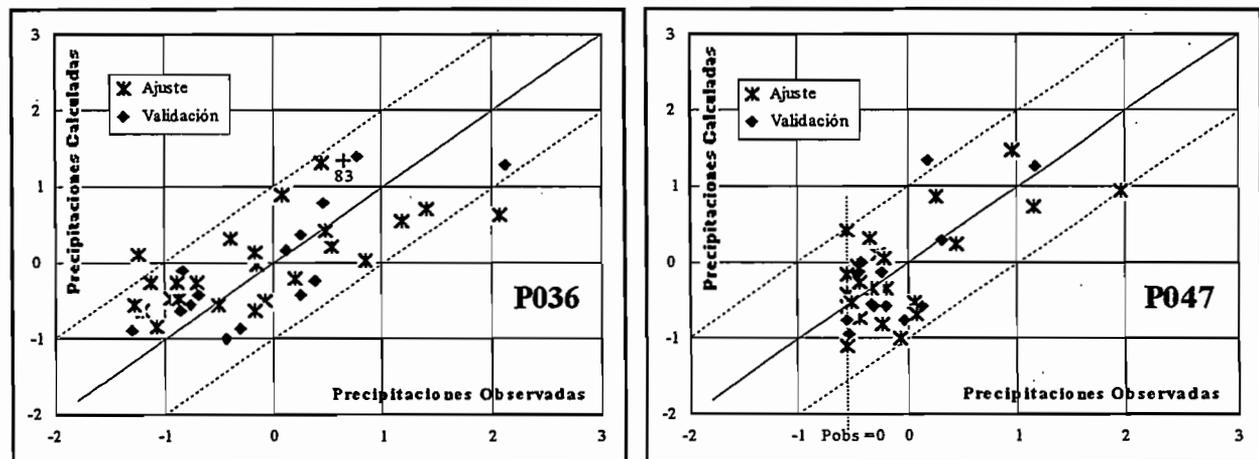


Fig. 8-14 (sigue): validación de los modelos de abril: Anomalías pluviométricas observadas y calculadas con el modelo mensual medio MM para la estación P036 y con el modelo regional MR4 para la estación P047 en los períodos de ajuste y de validación

8.3.3.6 Mayo

La debilidad de los coeficientes de correlación en el período de ajuste se explica por los numerosos valores nulos o próximos a cero observados durante este período (1947, 1954, 1960) (tabla 8-16f, Fig. 8-14f). Si estos valores no fueran tomados en cuenta, los coeficientes se tornarían superiores a 0,60 para las estaciones P036, P037 y P056, pero se mantendrían inferiores a 0,50 para la estación P006, ya que varios valores observados superiores a la normal fueron subestimados. Los totales de 1983 de las estaciones P006, P036 y P037 son bien estimados, mientras que aquel de la estación P056, muy elevado, es subestimado (2,5 contra 6,2). La estación P047 no fue utilizada ya que su serie está mal correlacionada con los índices pluviométricos calculados con el modelo. Los modelos del mes de mayo, cuyo modelo regional MR5 y el modelo medio MM, son entonces validados para las precipitaciones superiores a la normal, pero son menos satisfactorios para las precipitaciones nulas o muy débiles.

Estación	Período	Modelos del mes de mayo a validar							
		MM	MR5	M5-1	M5-2	M5-3	M5-6	M5-7	M5-8
P006	Ajuste	0.66	0.79	0.79	0.79	0.79	0.70	0.71	0.71
	Validación	0.34	0.23	0.24	0.42	0.40	0.28	0.31	0.31
P036	Ajuste	0.81	0.77	0.78	0.82	0.83	0.66	0.71	0.71
	Validación	0.59	0.50	0.50	0.62	0.61	0.50	0.54	0.54
P037	Ajuste	0.73	0.79	0.79	0.81	0.81	0.71	0.73	0.73
	Validación	0.46	0.23	0.24	0.37	0.36	0.19	0.21	0.21
P056	Ajuste	0.42	0.63	0.62	0.67	0.66	0.57	0.54	0.54
	Validación	0.60	0.42	0.43	0.57	0.56	0.48	0.53	0.53

Tabla 8-16f: Validación de los modelos del mes de mayo: coeficientes de correlación entre los valores observados y calculados de las series de las estaciones de larga duración en los períodos de ajuste y validación.

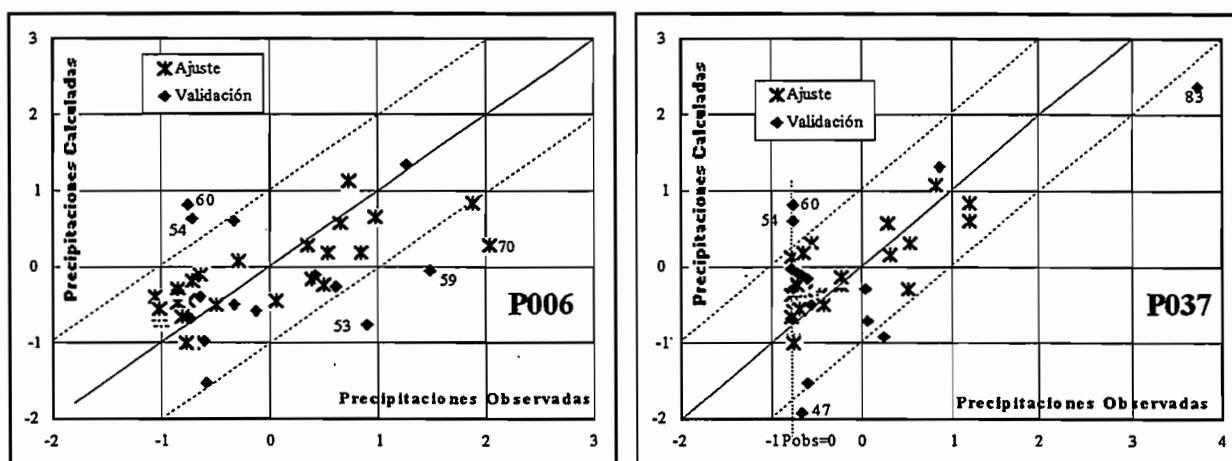


Fig. 8-14f: Validación de los modelos de mayo: Anomalías pluviométricas de las estaciones P036 y P037 observadas y calculadas con el modelo regional MR5 en los períodos de ajuste y de validación.

8.3.3.7 Conclusión sobre la validación de los modelos

Los modelos mensuales determinados en el período 1964-1989 para los meses de enero a mayo están bien o medianamente validados en el período 1945-63, período en el cual recordamos que no fue posible analizar y homogeneizar la información pluviométrica con el método del vector regional. Los más robustos son los del mes de abril, especialmente para los índices pluviométricos de la cuenca del Guayas (P_1 , P_2 , P_3 , P_4) donde se explica más del 60% de la varianza. Los valores mal estimados del período de validación corresponden al período más antiguo comprendido entre 1945-1948, en el cual podrían, quizá, regir condiciones climáticas de circulación general diferente a las del período actual y/o datos de calidad deteriorada; es decir, a los totales pluviométricos nulos o muy débiles que se pueden observar a principios o a finales de la estación de lluvias.

8.3.4 Persistencia de precipitaciones

El análisis en componentes principales indicó que las condiciones tipo de aparición de precipitaciones excedentes, corresponden principalmente a los años «Niño», o que las anomalías provocadas por este fenómeno duran generalmente varios meses (Capítulo 7). Tienen entonces, un efecto de «persistencia» de las anomalías de TSM, viento y de lluvia.

Cuando un Niño está establecido, las anomalías de precipitación, pero también de TSM y viento de cada mes están correlacionados con las anomalías del mes anterior.

Analizamos aquí la información complementaria trazado por el índice de lluvia del mes anterior en la explicación del total de precipitaciones de un mes determinado. Realizamos esta prueba con el índice pluviométrico P_3 de la zona de Guayaquil para el cual habíamos logrado ajustar modelos mensuales «*satisfactorios*» para cada uno de los seis meses de la estación lluviosa.

- **Enero:** Los índices del mes de diciembre no señalan ninguna información complementaria al modelo M1-3 para explicar el índice P_3 de enero
- **Febrero:** La utilización del índice P_3 del mes de enero en complemento con el modelo M2-3 permite explicar el 5% de varianza suplementaria del índice P_3 de febrero. Los otros índices del mes de enero no señalan ninguna información complementaria.
- **Marzo:** La utilización de índices pluviométricos de febrero en lugar del índice de viento del mes de marzo utilizado por el modelo M3-3 permite aumentar los resultados del modelo de 3 hasta 14%. El máximo es obtenido con el índice de la zona de Esmeraldas situado al norte de la región costera. Los índices de TSM y de viento del mes de febrero no señalan ninguna información complementaria.
- **Abril:** El complemento de información señalado por el índice del mes de marzo es débil y nunca sobrepasa el 3%.
- **Mayo:** La utilización de los índices pluviométricos de abril en lugar del índice de viento de mayo utilizado por el modelo M5-3 permite aumentar la explicación de la varianza de 3 a 16%.

El máximo es obtenido con los índices de abril de las zonas 1, 2, 3 y 4 de la lluvia del Guayas, los cuales están más fuertemente correlacionados con el índice P_3 del mes de mayo que los propios índices de TSM y de viento del mes de mayo.

El complemento de información llevada por los índices de TSM y de viento del mes de abril es más débil y nunca sobrepasa el 5%. Este ensayo indica que las precipitaciones del mes anterior pueden señalar un aporte de información importante para explicar las anomalías de las lluvias mensuales, sobre todo para los meses de febrero a mayo.

8.3.5 Estimación de los totales estacionales con los modelos mensuales

Varias observaciones realizadas a nivel estacional pueden ser hechas mensualmente. Los índices de las zonas de la planicie del Guayas y del norte del litoral están más fuertemente relacionadas a los índices de TSM que a aquellos de viento, mientras que inversamente, los índices de las zonas del suroeste y del sur están más fuertemente ligadas a los índices de viento que a aquellos de TSM (Fig. 8-5). Esto permite explicar el porqué en el Capítulo 6, habíamos utilizado únicamente la TSM del Pacífico oriental para identificar los años Niño y los índices pluviométricos del oeste de la planicie del Guayas (P_1 , P_2 , P_3) se revelaban como los más sensibles a El Niño.

Para el índice de la zona de Guayaquil que es el mejor explicado de los índices pluviométricos, se han calculado los totales estacionales por adición de las estimaciones mensuales. Este modelo "compósito" permite explicar el 5% suplementario de la varianza de lluvias observadas en relación con el modelo estacional, $R=0,89$ para el modelo compósito contra 0,85 para el modelo estacional. Pero la diferencia principal reside en la mejor explicación del total de 1983. La descomposición del total estacional en valores mensuales permite una mejora significativa en su estimación

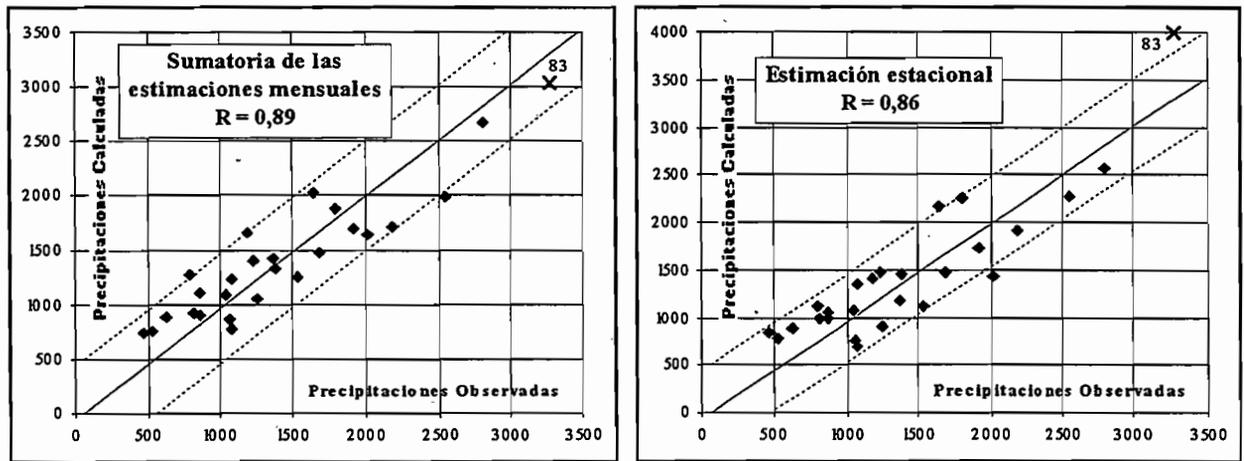


Fig. 8-15: La estimación de los totales estacionales de la zona de Guayaquil por adición de las estimaciones mensuales es más exitoso que con el modelo estacional S3.

8.4 CONCLUSIÓN

Un aumento de las precipitaciones es observado en el conjunto de las regiones costeras del Ecuador, cuando la TSM del Océano Pacífico oriental es superior a la normal, mientras un debilitamiento de los alisios son observadas al nivel del Ecuador. La determinación de modelos estacionales, perteneciendo a estas condiciones tipos son *satisfactorios* en la mayoría de las áreas costeras en el período 1945-93, indica la pertinencia de este esquema para el período contemporáneo. Pero, el estudio del período 1921-38 indica que esta relación ha evolucionado de manera significativa cuando las circulaciones atmosféricas generales en la escala del Océano Pacífico eran posiblemente distintas. El paso a nivel mensual indica que las condiciones tipo son aplicables a los meses de enero a mayo, mientras que los totales del mes de diciembre, todavía débiles, no están directamente relacionadas ni a la TSM, ni a los vientos del Pacífico oriental.

Numerosos modelos estacionales y mensuales, correspondiendo a las condiciones tipo, permiten explicar del 50 al 75% de la varianza de las precipitaciones observadas. La TSM es generalmente el parámetro más explicativo de las precipitaciones, el modelo regional SR1 utilizando un sólo índice de TSM, indica que los índices pluviométricos mejor explicados por la TSM son aquellos de la planicie del Guayas y del sur del litoral. El modelo regional SR2 que utiliza un sólo índice de viento, indica que el viento permite explicar la mayoría de la varianza de las lluvias de las zonas semiáridas del suroeste. El modelo estacional SR3 y el modelo mensual medio MM que utilizan un índice de TSM y un índice de viento, finalmente confirman las zonas determinadas en el capítulo 6 por el análisis de las diferencias entre los años Niño y no-Niño.

Los modelos del índice pluviométrico de la zona de Guayaquil son los más satisfactorios y las precipitaciones de los seis meses de la estación de lluvias de este índice pueden ser estimadas de manera satisfactoria. La estimación del total estacional por adición de las estimaciones mensuales es ligeramente más satisfactoria que aquella obtenida probablemente con el modelo estacional, particularmente por el total muy elevado de 1983. Un efecto de persistencia de las precipitaciones, igualmente, ha sido comprobado; efecto que permitirá utilizar las precipitaciones de un mes dado para la estimación de los totales del mes siguiente.

El tratar de simplificar buscando un modelo regional único y común a todos los meses evidenció los límites de la técnica utilizada. Primero porque los mecanismos que crean las precipitaciones son complejos y segundo, porque varían probablemente entre el principio y el fin de la estación de lluvia pero también porque la muestra es inferior a 30 años y tiene solamente 8 Niños (excl 83). Finalmente, los métodos estadísticos utilizados suponen que las relaciones entre las diferentes variables son lineales lo que no es exactamente el caso, sobretodo para los índices pluviométricos que presentan algunos valores nulos (diciembre y mayo de las regiones semi-áridas).

9. PREVISION DE LAS PRECIPITACIONES

Uno de los objetivos del proyecto INSEQ es el de disponer de una herramienta de ayuda en la decisión para la gestión de las obras de regulación hidráulica de la cuenca del río Guayas. Complementando la modelización lluvia-caudal diario y mensual a continuación proponemos metodologías que permiten realizar previsiones de lluvias y caudales a nivel mensual y estacional. A nivel mensual determinamos las correlaciones múltiples explicativas de las precipitaciones de cada mes utilizando los índices de TSM, de viento pero también de lluvia del mes precedente. A nivel estacional, determinamos la posibilidad de observar los totales excedentarios en función de los índices de TSM o de presión atmosférica calculados y publicados por grandes programas internacionales de investigación que realizan estimaciones con seis meses a un año de anticipación

9.1 PREVISIONES MENSUALES DE LAS PRECIPITACIONES

El objetivo de este párrafo es el de estimar las precipitaciones de un mes determinado utilizando los índices de lluvias pero también de TSM y de viento del Pacífico oriental del mes precedente. Procedimos de manera similar a aquellas utilizada para el establecimiento de los modelos explicativos (Capítulo 8). La búsqueda de las variables más explicativas es realizada por el cálculo de los coeficientes de correlación lineal entre el conjunto de las variables. Hemos buscado enseguida las correlaciones lineales múltiples.

Al igual que para los modelos explicativos, hemos estimado que la formulación de los modelos utilizables en previsión debe ser compatible con la lógica de la interacciones entre los diversos parámetros puestas en evidencia (Capítulo 7) y con las condiciones tipos de aparición de precipitaciones excedentarias (Capítulo 8). Los coeficientes de ponderación de los índices de TSM deben ser positivos y aquellos de los índices de viento negativos. Hemos indicado que en los años Niño se observan generalmente precipitaciones excedentarias en toda la costa y durante todos los meses de la estación de lluvias. Los coeficientes de ponderación de los índices pluviométricos deberán por lo tanto ser positivos cuando éstos son utilizados como variable explicativa (Hastenrath, 1990b).

9.1.1 Periodos de ajuste y validación

La utilización de los índices pluviométricos como variables explicativas nos obliga a reducir los periodos de ajuste y de validación. El período disponible es de 25 años (1964-1989), los valores que corresponden al evento de 1983 han sido excluidos de los cálculos por las mismas razones precedentes (Capítulos 6 y 8). Este período fue dividido en dos partes, la primera de 17 años (2/3 de la duración) utilizada para el ajuste de los modelos, la segunda de 8 años (1/3) para la validación. La elección inicial de los periodos fue la de considerar de manera clásica el período más antiguo (1964-1980) para el ajuste y la más reciente (1981-1989) para la validación.

Sin embargo, la duración relativamente reducida de estos periodos hace que las características estadísticas de las observaciones de ciertos meses de ciertos índices pluviométricos son a veces muy diferentes en los dos periodos. El ejemplo de los totales de los meses de febrero del índice P_2 ilustra esto, se puede constatar que el período 1964-1980 no comprende ningún valor superior a una desviación estandar, mientras que el período 1981-1989 cuenta tres (Fig. 9-1). Las características de los valores de los dos periodos son diferentes:

Período 64-80 utilizado para el ajuste: promedio (m)= -0.36, desviación estandar (σ)= 0.65;
Período 81-89 utilizado para la validación: m = +0.31, σ =1.31

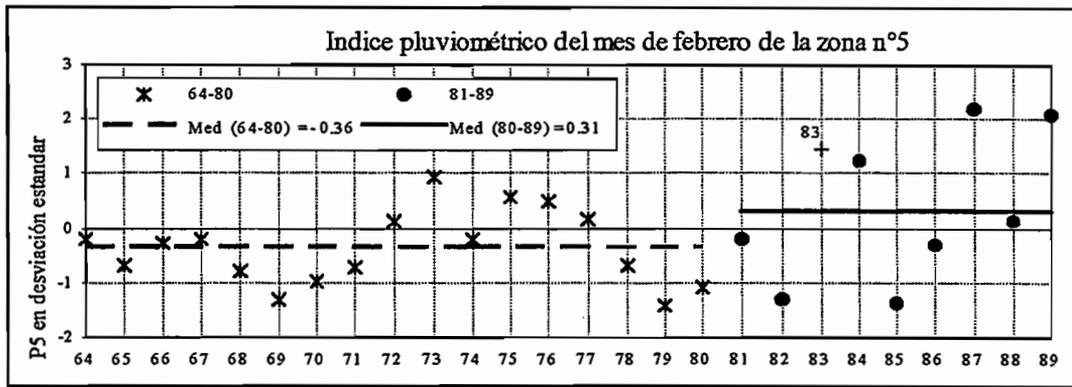


Fig. 9-1: Ejemplo de un índice pluviométrico cuyos valores son muy diferentes en periodos 1964-1980 y 1981-1989

En estos casos, los modelos ajustados en el período 1964-1980 no darán buenos resultados en el período 1981-1989 (figura 9-2), el modelo subestima las lluvias excedentarias del período de validación (1984, 87, 89). Con el fin de disponer de periodos de ajuste y de validación de equivalente característica, hemos procedido a una clasificación de los valores de cada índice pluviométrico mensual. La muestra ha sido después dividida en ocho clases. La selección de los años reservados para la validación fue finalmente realizada por sorteo de los años repartidos previamente en ocho clases (Tabla 9-1).

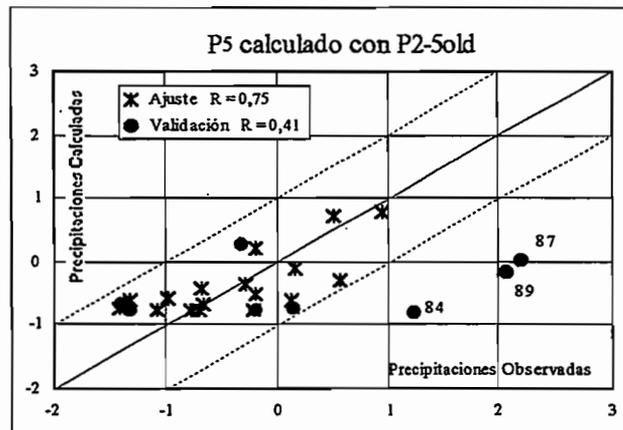


Fig. 9-2: Varios modelos ajustados en el período 1964-1980 no son validados ya que los valores de los periodos de ajuste y de validación son significativamente diferentes.

Clase	1				2				3				4			
Año	79	85	69	82	80	70	68	71	78	65	86	66	74			
P ₅	-1,4	-1,4	-1,3	-1,3	-1,1	-1,0	-0,8	-0,7	-0,7	-0,7	-0,3	-0,3	-0,2			
Clase	5				6				7				8			
Año	64	67	81	72	88	77	76	75	73	84	89	87				
P ₅	-0,2	-0,2	-0,2	0,1	0,1	0,2	0,5	0,6	0,9	1,2	2,1	2,2				

Tabla 9-1: Repartición en ocho clases de los valores del índice P₅ del mes de febrero. La selección de los años reservados para la validación (años sombreados) es obtenida por sorteo de un valor en cada una de las ocho clases.

Las características de los valores de los períodos de ajuste y de validación son ahora comparables: Ajuste: promedio = -0.16, desviación estándar = 1.03; Validación: m = -0.12, $\sigma = 0.82$ (Fig. 9-3). Hemos entonces, determinado según este procedimiento los períodos de ajuste y de validación de cada mes, de cada índice pluviométrico.

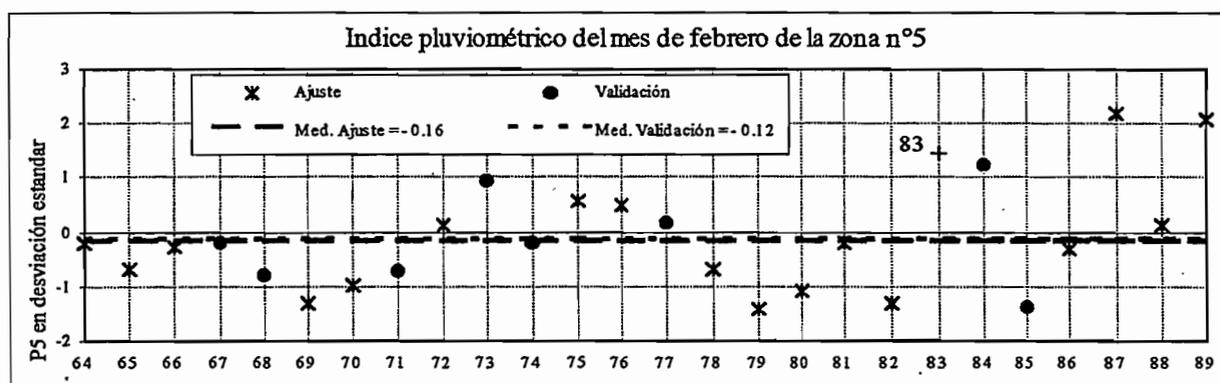


Fig. 9-3: Cuando los períodos de ajuste y de validación son definidos por clasificación de los valores y sorteo de un valor por clase, los promedios se vuelven equivalentes en los dos períodos.

9.1.2 Ajuste y validación de los modelos mensuales

9.1.2.1 Diciembre y enero, inicio de la estación de lluvias

Ningún modelo *satisfactorio* para la previsión, ha podido ser obtenido para los índices pluviométricos de los meses de diciembre y de enero, las mejores regresiones explican menos del 35% de la varianza de las precipitaciones. Será por lo tanto imposible estimar correctamente la pluviometría de los dos primeros meses de la estación de lluvias, precipitaciones que son aún relativamente débiles en diciembre (de 2 a 8 % del total anual) pero que pueden ser importantes en enero (10 a 20%). Esta imposibilidad es debida en gran parte al hecho de que los meses precedentes son poco lluviosos, como lo veremos luego en los otros meses, las precipitaciones del mes anterior son uno de los parámetros explicativos más importantes. Existe un efecto de persistencia de las lluvias relativamente importante relacionado a la duración de las anomalías de TSM y de viento del Pacífico oriental (Capítulo 8). Es visiblemente necesario que la perturbación "sea establecida" para que se pueda estimar las precipitaciones del mes siguiente.

9.1.2.2 Febrero: corazón de la estación de lluvias, 11 a 25 % del total anual

Los modelos *satisfactorios* para la previsión se han podido ajustar para los índices de las zonas de la mitad sur del litoral. Estos modelos son regresiones lineales múltiples con dos índices pluviométricos del mes anterior (Tabla 9-2a). Los índices de TSM o de viento no aportan información complementaria significativa, la persistencia de las precipitaciones del mes de enero al mes de febrero es muy importante. En el período de ajuste, estos modelos explican del 50 a más del 70% de la varianza de las precipitaciones del mes de febrero. En el periodo de validación, solamente el valor de 1984 es muy subestimado (Fig. 9-4a y Anexo 9-1a), éste corresponde a un total excedentario en febrero mientras que las precipitaciones de los meses de enero y marzo así como el total estacional son inferiores a la normal. Si este valor no es tomado en cuenta, los coeficientes de correlación son superiores a 0,70 en el período de validación para los seis modelos

Nombre del modelo	Índice de lluvia en febrero a explicar	Modelo previsual a partir de los índices del mes de enero	Ajuste	Validación	Validación sin 1984
P2-2	P ₂	+0,98. P _{9(45%)} +0,53. P _{12(+13%)} - 0,05	0,76	0,50	0,82
P2-3	P ₃	+0,75. P _{12(31%)} +0,81. P _{9(+29%)} - 0,08	0,78	0,38	0,78
P2-5	P ₅	+0,51. P _{3(54%)} +0,45. P _{12(+17%)} - 0,30	0,85	0,23	0,71
P2-8	P ₈	+0,71. P _{12(43%)} +0,68. P _{9(+11%)} - 0,00	0,74	0,29	0,77
P2-9	P ₉	+0,80. P _{9(31%)} +0,63. P _{12(+21%)} - 0,02	0,73	0,61	0,88
P2-10	P ₁₀	+0,61. P _{12(60%)} +0,63. P _{9(+13%)} - 0,17	0,85	0,25	0,77

Tabla 9-2a: Modelos de previsión de la precipitación del mes de febrero, los % corresponden al % de la varianza explicada por el 1º índice explicativo y al complemento de información aportado por el 2º índice explicativo. Las tres últimas columnas corresponden a los coeficientes de correlación calculados con los periodos de ajuste y de validación.

Los modelos determinados utilizan los índices pluviométricos P₁₂ de la zona de San Lorenzo situada al norte del litoral y P₉ de la zona semi-árida de Manta-Jipijapa situada al Oeste. Las diferentes pruebas de ajuste de los modelos en los distintos periodos conducen a la selección de estas dos variables, esto confirma la pertinencia de estos dos índices para realizar predicciones para el mes de febrero. El hecho de que el índice de lluvia P₁₂ del mes de enero de una región norte sea "utilizable para la previsión" de las precipitaciones del mes de febrero de zonas situadas más al sur, se puede explicar por los desplazamientos meridionales de la zona de convergencia intertropical. Durante su migración del norte hacia el sur en el transcurso de la primera parte de la estación de lluvias, la ZCIT afecta primero las regiones costeras situadas al norte del Ecuador. En el transcurso de los años Niño, se observa un debilitamiento de los alisios del sureste lo que permite una migración más importante y más precoz de la ZCIT hacia el sur. El hecho de que el índice de lluvia P₉ del mes de enero de la zona semi-árida más septentrional sea igualmente "utilizable para la previsión" de las precipitaciones del mes de febrero es más difícil de explicar, éste está ciertamente relacionado a la persistencia de las precipitaciones.

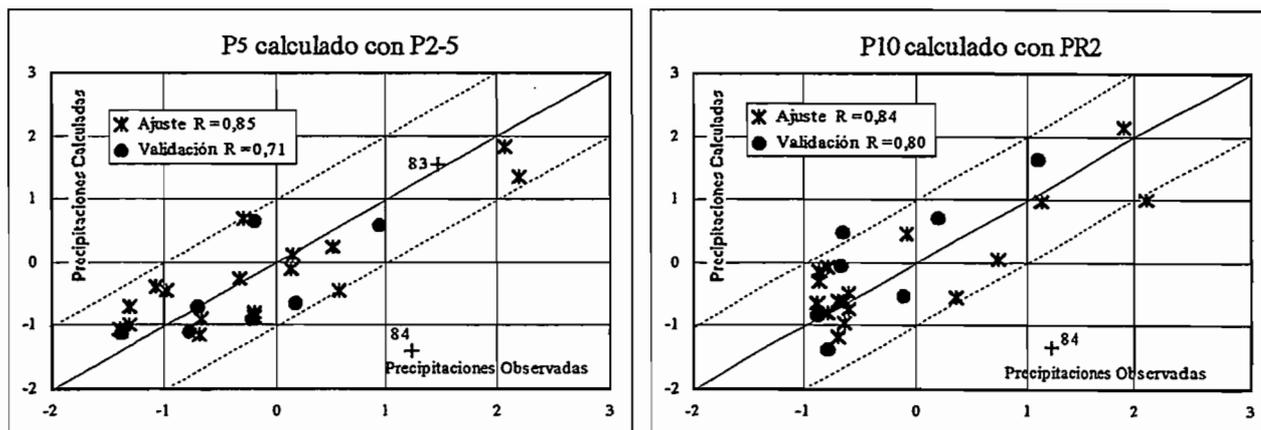


Fig. 9-4a: Validación de modelos de previsión de precipitación para febrero: índices pluviométricos P₅ y P₁₀ observados y calculados con los modelos P2-5 y PR2 en los períodos de ajuste y de validación

Luego hemos buscado un modelo regional aplicable para el número máximo de zonas. Este modelo de previsión regional para el mes de febrero PR2 permite explicar del 50 al 75% de la varianza de las precipitaciones de las zonas 2, 3, 5, 8, 9 y 10 de la mitad sur del litoral en los períodos de ajuste y de validación (Tabla 9-3a y Fig. 9-4a). Los índices pluviométricos del mes de enero de las zonas de San Lorenzo y Manta-Jipijapa permiten por lo tanto estimar las precipitaciones del mes de febrero de las mitad sur de las regiones costeras del Ecuador. En la óptica de una utilización operacional de estas previsiones, será importante dedicar los medios necesarios para la obtención en tiempo real de series pluviométricas de estas regiones.

$$\text{PR2: } P = + 0,60.P_{12} + 0,80.P_9$$

Modelo PR2	P ₂	P ₃	P ₅	P ₈	P ₉	P ₁₀
Ajuste	0,79	0,78	0,78	0,71	0,73	0,84
Validación	0,53	0,37	0,14	0,30	0,62	0,28
Validación sin 1984	0,83	0,78	0,66	0,79	0,88	0,80

Tabla 9-3a: Coeficientes de correlación obtenidos con el modelo regional de previsión para el mes de febrero PR2 en los períodos de ajuste y de validación.

9.1.2.3 Marzo: corazón de la estación de lluvias, 10 al 30 % del total anual

Modelos de previsión *satisfactorios* han podido ser ajustados para ocho índices pluviométricos del litoral. Estos modelos son regresiones lineales múltiples con un índice de lluvia y de TSM o de viento del mes anterior (Tabla 9-2b). La persistencia de las precipitaciones del mes de febrero al mes de marzo es muy importante pero los índices de TSM o viento aportan aquí un complemento de información significativo. En el período de ajuste, los modelos explican del 50 a más del 70% de la varianza de las precipitaciones del mes de marzo. En el período de validación, las precipitaciones de las zonas 3, 4, 9 y 12 son estimadas con un error que raramente supera a una desviación standard (Anexo 9-1b). El modelo P₃-3 obtenido para el índice P₃ de la zona de Guayaquil es el más satisfactorio (Fig. 9-4b). Para los índices P₁ y P₂ solamente el valor de 1971 es muy subestimado (Fig. 9-4b y Anexo 9-1b), igual a lo que sucedió en febrero de 1984 éste corresponde a un total excedentario mientras que las precipitaciones de los meses anteriores y siguientes así como el total estacional fueron inferiores a la normal. En caso de que este valor no es tomado en cuenta, los coeficientes de correlación se vuelven *satisfactorios* en el período de validación. Los valores en el mes de marzo de 1983 que no son excepcionales, son bien estimados

Nombre del modelo	Índice de lluvia en marzo a explicar	Modelo de previsión a partir de los índices del mes de febrero	Ajuste	Validación	Validación sin 1971
P3-1	P ₁	+0,59. P _{6(35%)} +0,73. Y _{e(+21%)} - 0,21	0,75	0,41	0,68
P3-2	P ₂	+0,69. P _{6(40%)} +0,96. Y _{e(+23%)} - 0,39	0,80	0,63	0,85
P3-3	P ₃	+0,88. P _{6(71%)} +0,62. Y _{e(+13%)} - 0,22	0,86	0,75	0,81
P3-4	P ₄	+0,60. P _{6(48%)} +0,39. Y _{d(+14%)} - 0,38	0,72	0,56	0,69
P3-5	P ₅	+0,25. P _{6(39%)} +0,50. Y _{g(+12%)} - 0,00	0,71	0,70	0,73
P3-9	P ₉	+0,58. P _{6(54%)} +0,11	0,74	0,69	
P3-10	P ₁₀	+0,28. P _{2(34%)} +0,19. T _{g(+20%)} - 0,09	0,74	0,53	0,60
P3-12	P ₁₂	-1,27. X _{i(50%)} +0,39. P _{6(+6%)} + 0,24	0,78	0,66	0,76

Tabla 9-2b: Modelos de previsión del mes de marzo, los % corresponden al % de la varianza explicada por el 1° índice explicativo y al complemento de información aportado por el 2° índice explicativo. Las tres últimas columnas corresponden a coeficientes de correlación obtenidos en los períodos de ajuste y validación

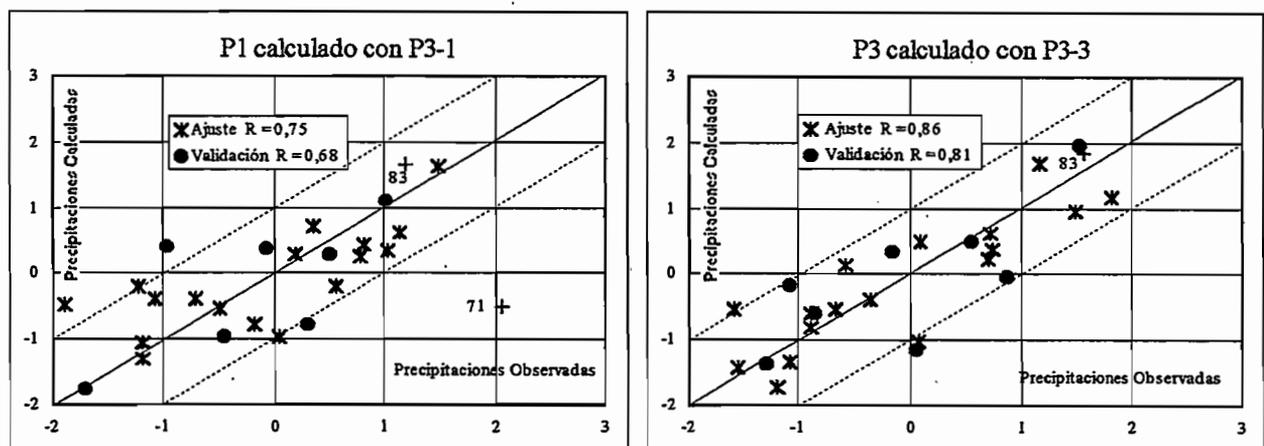


Fig. 9-4b: Validación de los modelos de previsión del mes de marzo: índice pluviométrico P₁ y P₃ observados y calculados con los modelos P3-1 y P3-3 en los períodos de ajuste y de validación.

Los modelos de previsión del mes de marzo utilizan el índice pluviométrico P₆ de la zona de Esmeraldas situada al norte del litoral. De la misma manera que para el índice P₁₂ en el mes de febrero, el hecho de que este índice de lluvia del mes de febrero de una región del norte sea "utilizable para la predicción" de las precipitaciones del mes de marzo de zonas situadas más al sur, se puede explicar por los desplazamientos de la zona de convergencia intertropical. Los índices de TSM y de viento aportan un complemento de información que mejora substancialmente la calidad de los modelos, su papel es también muy importante para los índices de las zonas situadas en la mitad norte del litoral (P₁, P₂, P₁₂). El índice de viento es también más explicativo que aquel de lluvia para el índice P₁₂ de la zona más septentrional.

Buscamos un modelo regional aplicable al número máximo de zonas: Este modelo de previsión regional para el mes de marzo (PR3) permite explicar del 50 al 75% de la varianza de las precipitaciones de las zonas 1, 2, 3, 4 de la planicie del Guayas y de la zona 5 al sur del litoral en los períodos de ajuste y de validación (Tabla 9-3b y Fig. 9-4b). Este modelo es igualmente relativamente *satisfactorio* para el índice P₁₂ para el cual sólo dos valores en el período de 26 años son mal estimados.

Es por tanto muy interesante señalar que el índice pluviométrico del mes de febrero de la zona de Esmeraldas y el índice de viento meridional medido en las cercanías de las costas del Ecuador a lo largo de Salinas permiten estimar las precipitaciones del mes de marzo de la planicie del Guayas y del sur de las regiones costeras del Ecuador. En la óptica de una utilización operacional de estas previsiones, sería importante consagrar los medios necesarios para la obtención en tiempo real de las series de estos dos índices.

$$\text{PR3: } P = +0,70.P_6 - 0,80.Y_e + 0,30$$

Modelo PR3	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	P ₅	P ₁₂
Ajuste	0,75	0,79	0,79	0,67	0,74	0,47
Validación	0,43	0,66	0,70	0,54	0,82	0,60
Validación sin 1971	0,69	0,85	0,82	0,75	0,82	0,93

Tabla 9-3b: Coeficientes de correlación obtenidos con el modelo de previsión regional del mes de marzo PR3 en los períodos de ajuste y de validación.

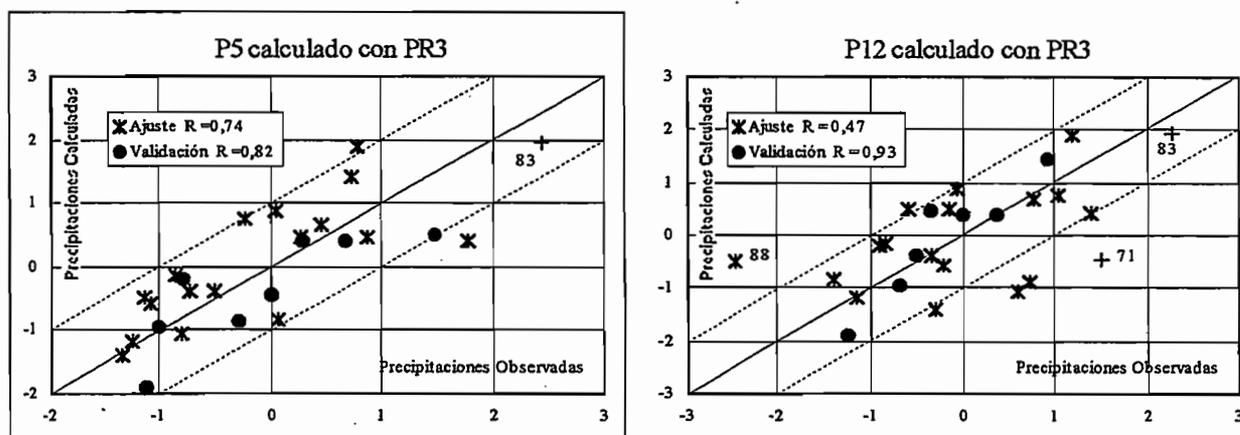


Fig. 9-4b (sigue): Validación de modelos de previsión del mes de marzo: índice pluviométrico P₅ y P₁₂ observados y calculados con el modelo de previsión regional PR3 en los períodos de ajuste y validación

9.1.2.4 Abril: finales de la estación de lluvias, 11 al 17 % del total anual

Los modelos *satisfactorios* de previsión han podido ser determinados para los índices de las zonas de la mitad sur del litoral, regiones donde la influencia de El Niño en las precipitaciones es más importante. Estos modelos son regresiones lineales múltiples con un índice de TSM y un índice de lluvia del mes precedente. En el período de ajuste, estos modelos explican del 50 a más del 75% de la varianza de las precipitaciones del mes de abril (Tabla 9-2c). Los modelos de las zonas de la planicie del Guayas (2, 3 y 4) son igualmente muy *satisfactorios* en el período de validación en el cual los coeficientes de correlaciones son superiores a 0,80 (Fig. 9-4c). Los otros tres modelos son igualmente relativamente *satisfactorios*, solamente uno o dos valores de los índices pluviométricos de cada zona están mal estimados. Por ejemplo el valor bajo del coeficiente de correlación obtenido con el índice P₉ de la zona de Manta-Jipijapa es esencialmente debido al total de 1969 que es fuertemente sobrestimado (Fig. 9-4c).

Nombre del modelo	Índice de lluvia en abril a explicar	Modelo de previsión a partir de los índices del mes de marzo	Ajuste	Validación
P4-2	P ₂	+0,66. Tq _(44%) +0,38. P _{4(+9%)} - 0,20	0,73	0,88
P4-3	P ₃	+0,59. Tq _(54%) +0,28. P _{4(+13%)} - 0,19	0,82	0,81
P4-4	P ₄	+0,50. P _{4(46%)} +0,54. Tq _(+13%) - 0,22	0,77	0,87
P4-5	P ₅	+0,61. Tq _(50%) +0,10. P _{4(+3%)} - 0,22	0,73	0,61
P4-9	P ₉	+0,46. Tq _(60%) +0,28. P _{4(+18%)} - 0,20	0,88	0,50 (0,77)
P4-10	P ₁₀	+0,17. Tq _(42%) +0,13. P _{4(+12%)} - 0,25	0,74	0,66

Tabla 9-2c: Modelos de previsión del mes de abril, los % corresponden al % de la varianza explicada por el 1° índice explicativo y al complemento de información aportado por el 2° índice explicativo. Las dos últimas columnas corresponden a coeficientes de correlación obtenidos en periodos de ajuste y validación

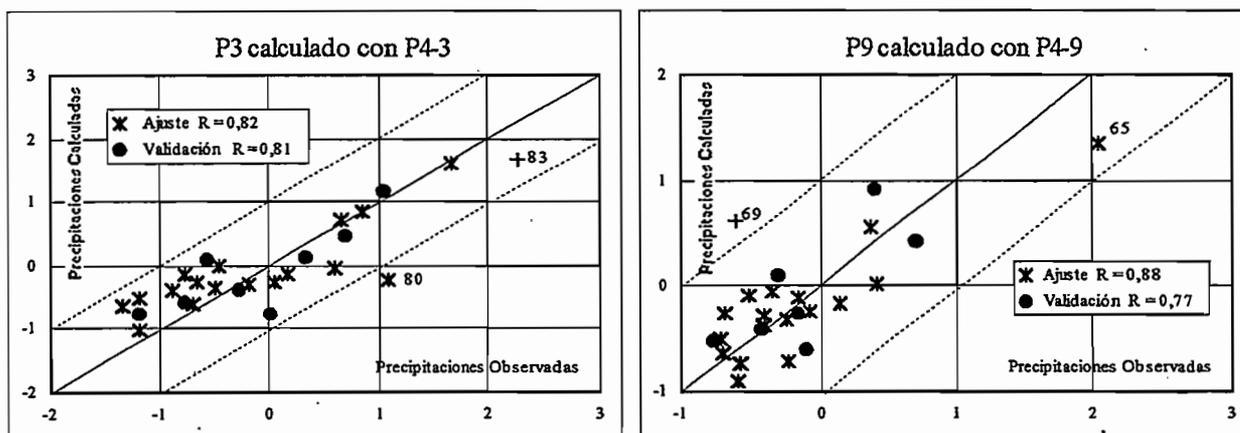


Fig. 9-4c: Validación de modelos de previsión del mes de abril: índice pluviométrico P₃ y P₉ observados y calculados con los modelos de previsión P4-3 y P4-9 en los periodos de ajuste y validación

Los modelos de previsión del mes de abril utilizan el índice Tq de TSM del bloque Niño 1+2 y el índice pluviométrico P₄ de la zona de Paján situada al centro del litoral. Las diferentes pruebas de ajuste de los modelos en los distintos periodos conducen a la selección de estas dos variables., esto confirme que se puede utilizar estos dos índices para la previsión de las lluvias del mes de abril. El hecho de que el índice de TSM del Pacífico oriental del mes de marzo sea utilizable para la previsión de las precipitaciones del mes de abril corresponde a la fuerte influencia de El Niño en las precipitaciones de la segunda mitad de la estación de lluvias. La presencia del índice P₄ del mes de marzo es más difícil explicar, esto probablemente está relacionado con la persistencia de las precipitaciones y con la posición central de la zona de Paján.

Hemos buscado un modelo regional aplicable al número máximo de zona. Este modelo de previsión regional para el mes de abril (PR4) permite explicar del 50 al 75% de la varianza de las precipitaciones de las zonas 2, 3 y 4 de la planicie del Guayas en los periodos de ajuste y de validación (Tabla 9-3c y Fig. 9-4c). Este modelo es igualmente relativamente *satisfactorio* para los índices P₅, P₉ y P₁₀. El índice de TSM del bloque Niño 1+2 y el índice pluviométrico de la zona de Paján del mes de marzo permiten estimar las precipitaciones del mes de abril de la mitad sur de las regiones costeras del Ecuador. En la óptica de una utilización operacional de estas previsiones, será importante dedicar los medios necesarios para la obtención en tiempo real de series pluviométricas de la zona de Paján.

$$PR4 = P = + 0,50. Tq + 0,30. P_4 - 0,20$$

Modelo PR4	P ₂	P ₃	P ₄	P ₅	P ₉	P ₁₀
Ajuste	0,73	0,82	0,75	0,68	0,88	0,74
Validación	0,88	0,82	0,87	0,68	0,50 (0,77)	0,61

Tabla 9-3c: Coeficientes de correlación obtenidos con el modelo de previsión regional del mes de abril PR4 en los periodos de ajuste y de validación.

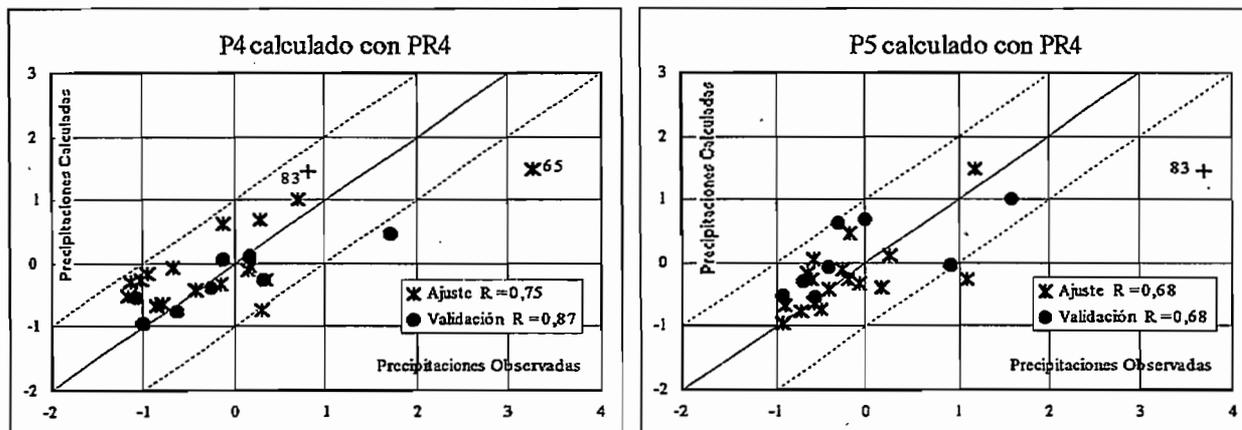


Fig. 9-4c(sigue): Validación de modelos de previsión del mes de abril: índice pluviométrico P₄ y P₅ observados y calculados con el modelo de previsión regional PR4 en periodos de ajuste y validación

9.1.2.5 Mayo: fin de la estación de lluvias, 6 al 12 % del total anual

En el mes de mayo, solamente los índices pluviométricos P₁, P₂ y P₃ de la planicie del Guayas pueden ser explicados por los índices del mes de abril. Estos modelos son regresiones lineales múltiples con un índice de TSM y un índice de lluvia del mes precedente (Tabla 9-1d). Sus resultados son muy *satisfactorios* en los periodos de ajuste y de validación, éstos explican del 55 a más del 85% de la varianza de las precipitaciones del mes de mayo (Fig. 9-4d).

Los modelos de previsión del mes de mayo utilizan un índice de TSM del Pacífico oriental y un índice pluviométrico del mes de abril. Las diferentes pruebas de ajuste de los modelos en distintos periodos conducen igualmente a la selección de estas dos variables, esto confirma que se puede utilizar estos dos índices para la previsión de las lluvias del mes de mayo. De igual manera que el mes de abril, el hecho de que el índice de TSM del Pacífico oriental del mes precedente sea utilizable para la previsión de las precipitaciones del mes de mayo indica la fuerte influencia del calentamiento del mar y del ENSO en las precipitaciones de la segunda mitad de la estación de lluvias. La presencia de los índices pluviométricos P₁ y P₆ del mes de marzo es difícil de explicar, esto probablemente está relacionado con la persistencia de las precipitaciones.

Nombre del modelo	Índice de lluvia en mayo a explicar	Modelo de previsión a partir de los índices del mes de abril	Ajuste	Validación
P5-1	P ₁	+0,65. Ta _(51%) +0,15. P _{6(+5%)} - 0,21	0,75	0,77
P5-2	P ₂	+0,33. Ta _(40%) +0,32. P _{4(+20%)} - 0,19	0,77	0,84
P5-3	P ₃	+0,38. Ta _(14%) +0,33. P _{4(+14%)} - 0,33	0,80	0,92

Tabla 9-2d: Modelos de previsión de de mayo, los % corresponden al % de la varianza explicada por el 1° índice explicativo y al complemento de información aportado por el 2° índice explicativo. Las dos últimas columnas corresponden a los coeficientes de correlación obtenidos en periodos de ajuste y validación.

Hemos buscado un modelo regional aplicable al número máximo de zonas. Este modelo de previsión regional para el mes de mayo PR5 permite explicar del 55 al 85% de la varianza de las precipitaciones de las zonas 1, 2 y 3 de la planicie del Guayas en los períodos de ajuste y de validación (Tabla 9-3d y Fig. 9-4d).

El índice de TSM y Ta y el índice pluviométrico P₁ de la zona de zona de Santo Domingo del mes de abril permiten estimar las precipitaciones del mes de mayo de la llanura del Guayas.

$$\text{PR5: } P = 0,40. Ta + 0,20. P_1 - 0,20$$

Modelo PR5	P ₁	P ₂	P ₃
Ajuste	0,77	0,75	0,79
Validación	0,75	0,81	0,91

Tabla 9-3d: Coeficientes de correlación obtenidos con el modelo de previsión regional del mes de mayo en los períodos de ajuste y de validación.

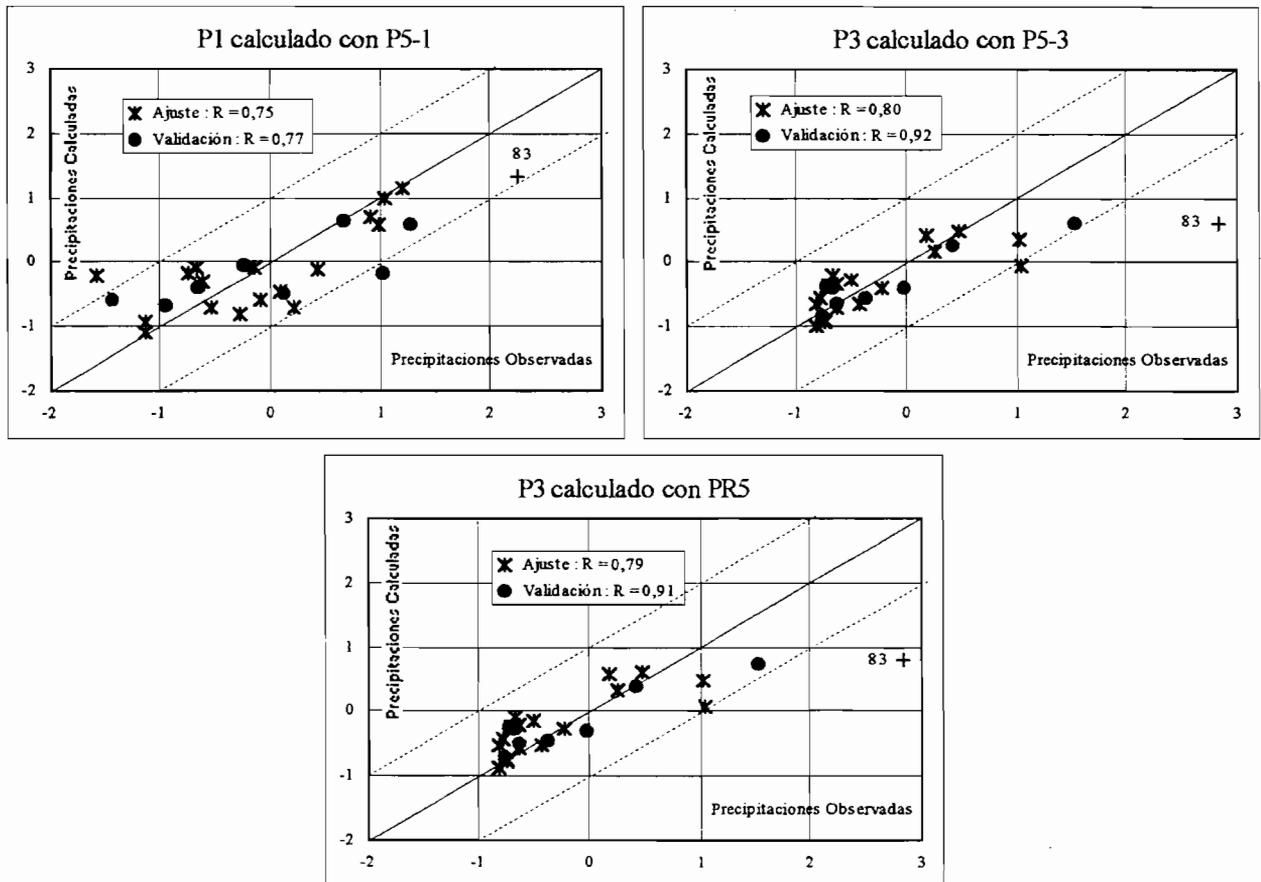


Fig. 9-4d: Validación de los modelos utilizables en previsión del mes de mayo: índice pluviométrico P₁ y P₃ observados y calculados con los modelos de previsión P5-1 y PR5 en los períodos de ajuste y de validación.

9.1.3 Límites de los modelos previsionales mensuales

Los resultados de estos modelos (tabla 9-4, fig.9-5) son iguales a las mejores correlaciones obtenidas en otras regiones del planeta como en el nordeste de Brasil (Hastenrath,1990b), en el Caribe (Hastenrath 1990a), en Jakarta (Hastenrath,1988) o en el sureste de Australia (Simpson e alii, 1993). Teniendo como meta una utilización operacional de las previsiones, es muy importante tener series pluviométricas, de TSM y de viento en tiempo real. Sin embargo algunos valores (febrero 1984, marzo 1971) no han podido ser estimados correctamente. Un estudio más profundo de los índices característicos del océano y de la atmósfera permitiría aumentar los resultados de estos modelos. Se podría entender mejor los mecanismos que originan la variabilidad muy fuerte de las precipitaciones en la costa del Ecuador si utilizamos variables tales como la posición de la ZCIT, los vientos del sur y locales en altitud o la humedad del aire.

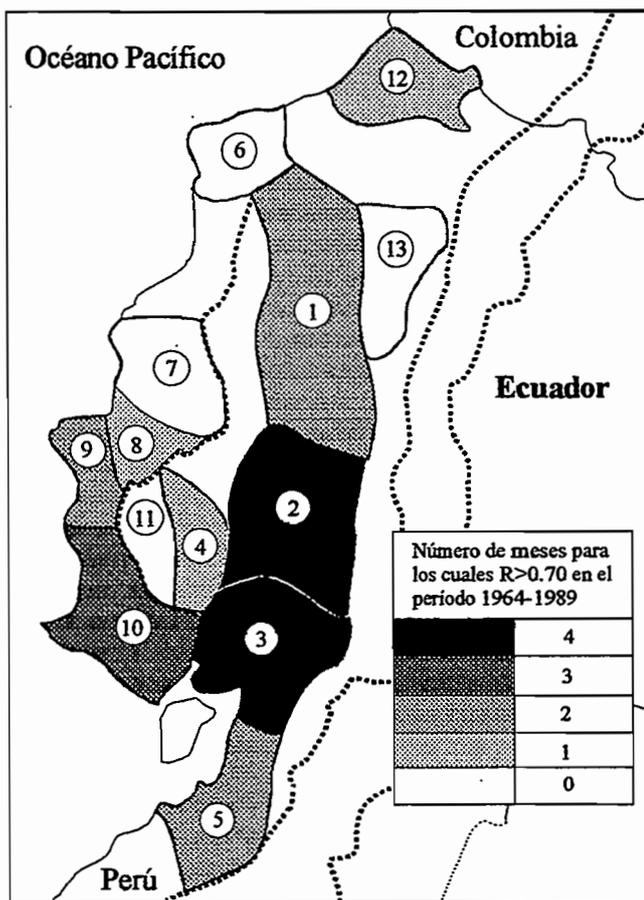


Fig 9-5: Número de meses de los índices pluviométricos de cada zona para los cuales el coeficiente de correlación entre los valores observados y calculados en el periodo 1964-89 (83 excluido) son superiores a 0,70.

	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	P ₅	P ₆	P ₇	P ₈	P ₉	P ₁₀	P ₁₁	P ₁₂
Feb	-	0.76	0.74	-	0.82	-	-	0.70	0.75	0.81	-	-
Mar	0.72	0.77	0.74	0.66	0.74	-	-	-	0.63	0.70	-	0.72
Abril	-	0.76	0.81	0.78	0.67	-	-	-	0.76	0.71	-	-
Mayo	0.76	0.80	0.84	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabla 9-4: coeficientes de correlación sobre todo el periodo 1964-89 (83 excluido) entre las series mensuales observadas y calculadas con los modelos previsionales ajustados para cada zona (P2-2, P3-1...).

9.2 PREVISIONES A MEDIANO PLAZO

Los modelos de previsión de precipitaciones mensuales, determinados anteriormente son de un real interés para la gestión de las presas y obras de regulación de los grandes ríos de las regiones costeras del Ecuador, así como también para la planificación de la agricultura. Hemos, por lo tanto, buscado las correlaciones lineales múltiples entre los índices pluviométricos de un mes dado y los índices pluviométricos, de TSM y de viento de dos, tres, cuatro o cinco meses anteriores. Pero ningún modelo *satisfactorio* pudo ser obtenido, la mejor correlación múltiple permite explicar solamente el 40% de la varianza de las lluvias.

Por esta razón adoptamos un método diferente, en lugar de buscar las correlaciones múltiples, considerando para esto todos los años del período, estudiamos las diferencias entre las curvas de probabilidad de los totales pluviométricos luego de subdividir las series en varias sub-muestras en función de los valores de dos índices, los más utilizados para caracterizar el ENSO: SOI y TSM del bloque Niño 3. Los grandes programas internacionales de investigación de las variaciones climáticas estacionales proponen modelos numéricos de circulaciones oceánicas y atmosféricas que permiten prever en un plazo de seis meses a un año la evolución de estos dos índices. La utilización de estas previsiones permitirá determinar con varios meses de anticipación el tipo de situación (excedentaria, normal o deficitaria) en la cual se encontrará la futura estación de lluvias y además apreciar la importancia de los excesos o déficits pluviométricos que se puede esperar.

Para que este estudio sea lo más pertinente posible, es importante que sea realizado en el período más largo que se pueda, a fin de que cada sub-muestra esté formada por un número relativamente importante de valores. Hemos considerado, por lo tanto, una estación pluviométrica de la estación P056 del aeropuerto de Guayaquil de buena calidad situada en una región donde la influencia de El Niño es fuerte que inicia en enero de 1915 y cuenta solamente con dos interrupciones en febrero de 1944 y entre enero y diciembre de 1960, es decir un total de 74 años hidrológicos completos, entre 1916 y 1992.

9.2.1 Utilización de las previsiones de TSM del bloque Niño3 realizadas por los grandes programas de investigación sobre la variabilidad climática

Utilizamos la serie de la TSM del bloque Niño 3 para dividir los años en tres categorías: "Fríos", "Normales" y "Cálidos". Un año es considerado "Frio" cuando la anomalía estacional (diciembre-mayo) de TSM es inferior a -0.5 desviación standard, "Cálido" si ésta es superior a $+0.5$ desviación standard y "Normal" si ésta se sitúa entre estos dos valores. En un primer tiempo, hemos determinado el número de totales pluviométricos excedentarios ($P > m + 0.5 \sigma$), deficitarios ($P < m - 0.5 \sigma$) y medios ($-0.5 \sigma < P < m + 0.5 \sigma$) de cada clases de temperatura (Fig. 9-6).

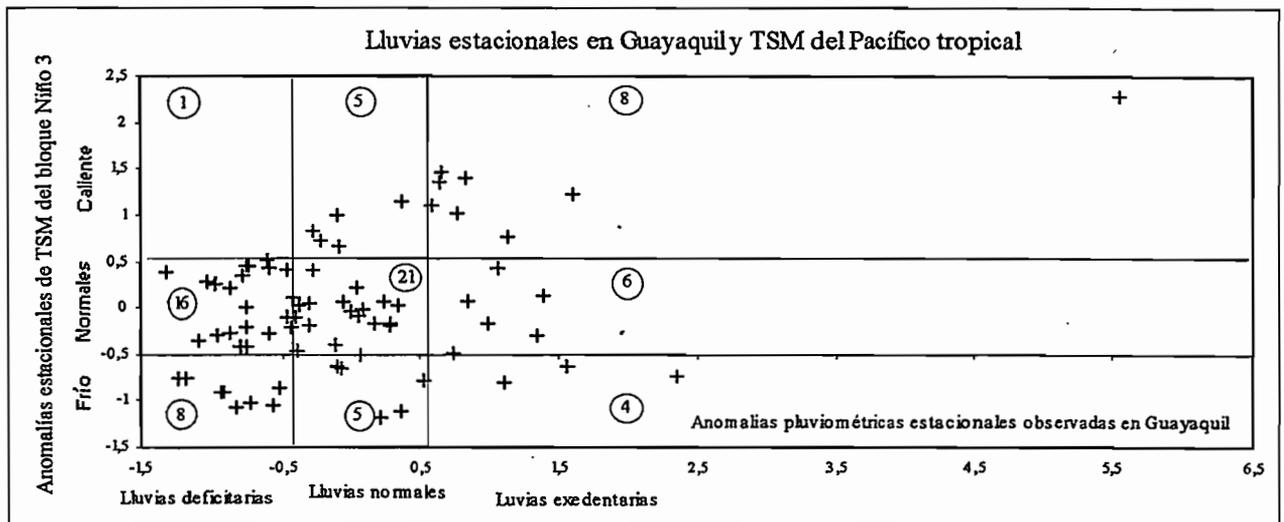


Fig. 9-6: Distribución de las anomalías pluviométricas estacionales (diciembre-mayo) observadas en Guayaquil en función de las anomalías estacionales de TSM del bloque Niño 3. Las cifras con círculos corresponden al número de años de cada sector.

Esta figura indica que cuando se observa un calentamiento anormal del Pacífico central, la probabilidad de observar lluvias excedentarias en Guayaquil es ocho veces más importante que aquella de observar lluvias deficitarias (tabla 9-5). Se encuentra de nuevo aquí la relación entre las precipitaciones de las regiones costeras del Ecuador y el ENSO. Al contrario, la diferencia es bastante menos clara cuando la TSM estacional del bloque Niño 3 es inferior a la normal, la relación entre las probabilidades de observar lluvias deficitarias y excedentarias es solamente dos.

		Lluvias estacionales observadas en Guayaquil			Total
		Deficitarias $P < -0,5$	Normales $-0,5 < P < 0,5$	Excedentarias $P > 0,5$	
TSM del bloque Niño 3	Cálido $T > +0,5$	7 %	36 %	57 %	100 %
	Normal $-0,5 < T < 0,5$	37 %	49 %	14 %	100 %
	Frío $T < -0,5$	47 %	29 %	24 %	100 %

Tabla 9-5: Probabilidad que las precipitaciones estacionales (diciembre-mayo) de Guayaquil sean excedentarias, deficitarias o normales en función de la TSM estacional del bloque Niño 3. Cuando la TSM supera la normal en más de una media desviación standard, las lluvias serán entonces excedentarias en casi el 60% de los casos y deficitarias menos del 10% de los casos.

Si se examina la figura 9-5 verticalmente, considerando para esto las precipitaciones como variable principal, se constata que el Océano prácticamente jamás está "caliente" cuando las precipitaciones son deficitarias, esto efectivamente sucede una vez en 25 veces (Tabla 9-6). Al contrario, si el 44 % de las precipitaciones excedentarias tuvieron lugar cuando la TSM era superior a la normal, el 22% tuvo lugar cuando el Océano estaba "Frío". Esto confirma que el ENSO no es el único fenómeno responsable de fuertes lluvias en el litoral del Ecuador.

		Lluvias estacionales observadas en Guayaquil		
		Deficitarias P < -0,5	Normales -0,5 < P < 0,5	Excedentarias P > 0,5
	Cálido T > +0,5	4 %	16 %	44 %
TSM del bloque Niño 3	Normal -0,5 < T < 0,5	64 %	68 %	34 %
	Frío T < -0,5	32 %	16 %	22 %
TOTALES		100%	100%	100%

Tabla 9-6: Porcentaje de totales pluviométricos estacionales (diciembre-mayo) excedentarios, normales y deficitarios que tuvieron lugar cuando la TSM media estacional del bloque Niño 3 fue superior, cercana o inferior a la normal. Solo el 4 % de las lluvias deficitarias corresponden a un calentamiento mientras que el 22% de las lluvias excedentarias se observaron cuando la TSM del Pacífico central era inferior a la normal

Con la finalidad de precisar este análisis hemos trazado las curvas de distribución de las precipitaciones de la estación P056 (Guayaquil) considerando por una parte los años "Cálidos" y por otra los años "Fríos y "Normales" (Fig. 9-7). Esta figura indica que:

- Años "Cálidos", las probabilidades de superar los totales estacionales comprendidos entre 500 y 1500 mm son superiores alrededor del 35% a las de los años "Fríos" y "Normales". En los años "Cálidos", la probabilidad de superar la mediana de todos los años (~ 950 mm) es de 85%
- En los años "Fríos" y "Normales", la probabilidad de superar la mediana de los años "Cálidos" (~ 1400 mm) es solamente del 15%.
- Para una probabilidad dada la diferencia entre los dos tipos de situación es siempre superior a 300 mm, esta alcanza más de 500 mm entre las medianas (1400/870 mm).

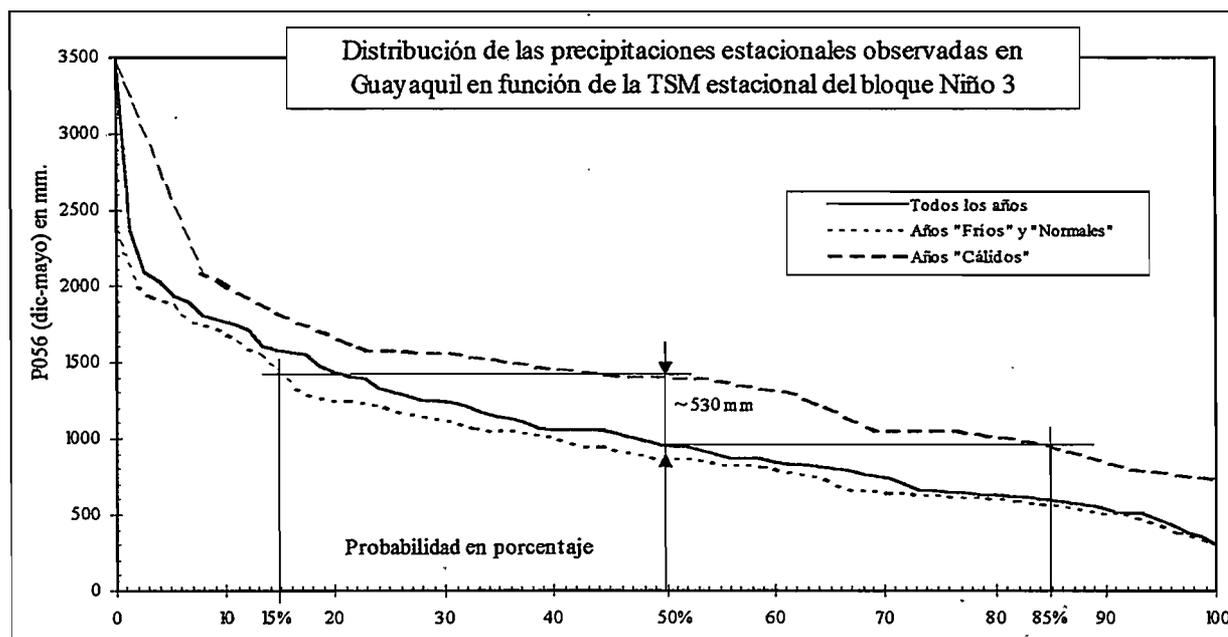


Fig. 9-7: Distribución de los totales pluviométricos estacionales (diciembre-mayo) observados en Guayaquil en función de las anomalías estacionales de TSM del bloque Niño 3.

Este gráfico, podrá ser utilizado para la planificación anual de los cultivos y para definir la política general de gestión de las presas de regulación. Cuando se prevé un fuerte calentamiento desde los meses de julio y agosto del Océano Pacífico central para el invierno boreal por venir y que estas previsiones se confirmen al acercarse la estación de lluvias, se puede indicar que:

- La probabilidad que el total estacional sea superior a 1000 mm supera el 80%, el mínimo jamás observado en esta situación es superior a 700 mm, es decir más del doble del mínimo histórico.
- Los riesgos de sequía están reducidos, la capacidad de almacenamiento de los reservorios podrá ser reservada a la laminación de las crecidas, la probabilidad que el total estacional sea superior a 1400 mm es del 50% mientras que ésta sea solamente del 15% los años "Fríos" y "Normales"

9.2.2 Utilización de las observaciones de TSM en meses anteriores a la estación de lluvias

Con el fin de no depender de las previsiones de las anomalías de TSM del Pacífico tropical, hemos analizado la influencia de las series de la TSM del bloque Niño 3 de los meses de octubre y noviembre anteriores a la estación de lluvias sobre los totales pluviométricos estacionales de Guayaquil. Los valores de estos meses (octubre y noviembre), permiten dividir la muestra en dos clases cuyas distribuciones son significativamente distintas (Fig. 9-8). Lógicamente estas diferencias son menos importantes que cuando se utiliza la TSM de toda la estación de lluvias, pero podemos señalar que cuando la TSM de los meses de octubre y noviembre es superior a la normal en más de una media desviación standard, entonces:

- La probabilidad de superar la mediana de todos los años es del 65%.
- Entre el 20 y el 70%, la probabilidad de superar un total pluviométrico estacional dado es superior alrededor del 20% a aquella de los otros años.
- En este mismo intervalo, para una probabilidad dada la diferencia entre los dos tipos de situación está comprendida entre 200 y 300 mm.

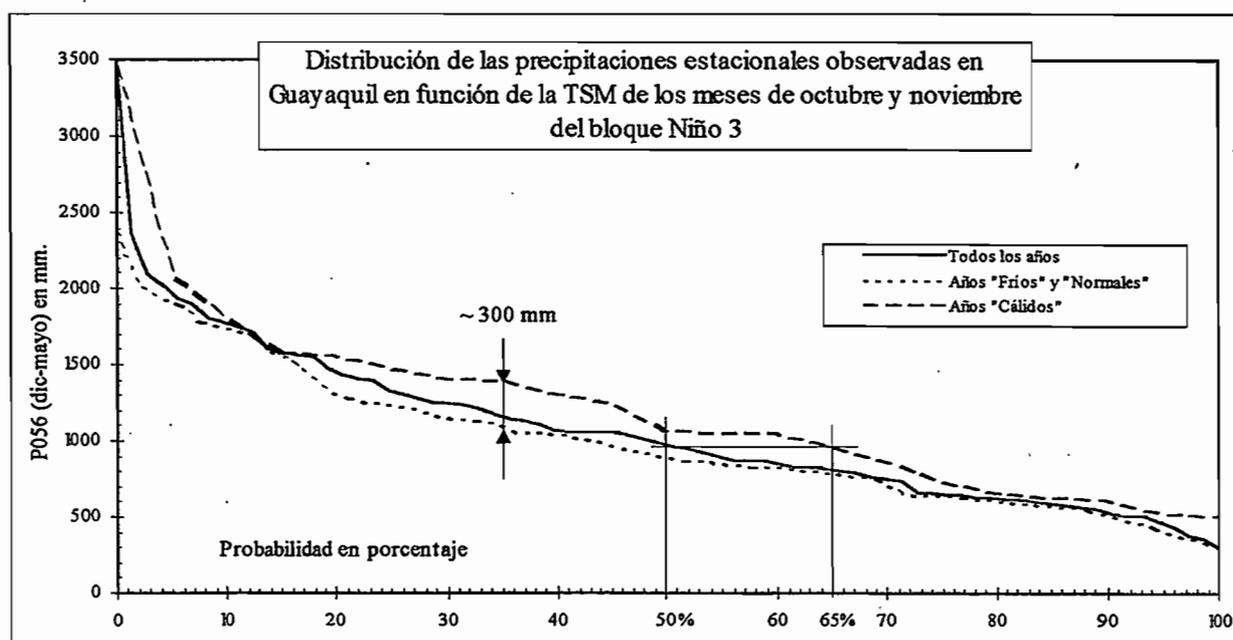


Fig. 9-8: Distribución de los totales pluviométricos estacionales (diciembre-mayo) observados en Guayaquil en función de la TSM del bloque Niño 3 de los meses de octubre y noviembre. Un calentamiento del Pacífico tropical en los meses de octubre y noviembre permite prever un aumento de las lluvias estacionales.

9.2.3 Utilización de la SOI

El SOI está débilmente correlacionado con las precipitaciones concomitantes y futuras de Guayaquil ($R^2 < 0,12$, cualquiera que sea el período considerado). Según Gordon (1986, in Stone y al. 1996) esto se debe parcialmente a la fuerte correlación entre los valores del SOI del inicio del invierno austral y aquellas de los 3 a 6 meses siguientes. En lugar de considerar el valor del SOI, Stone y al. (1996) proponen tomar en cuenta las variaciones mensuales de éste. Ellos han definido cinco "fases" de evolución del SOI: "Positivo estable", "Negativo estable", "Elevación rápida", "Caída rápida" y "Próximo a cero". Los límites entre las diferentes fases han sido fijados por los autores luego del estudio de las relaciones entre estas diferentes fases y las futuras precipitaciones de 5000 estaciones repartidas en todo del planeta (Fig. 9-9).

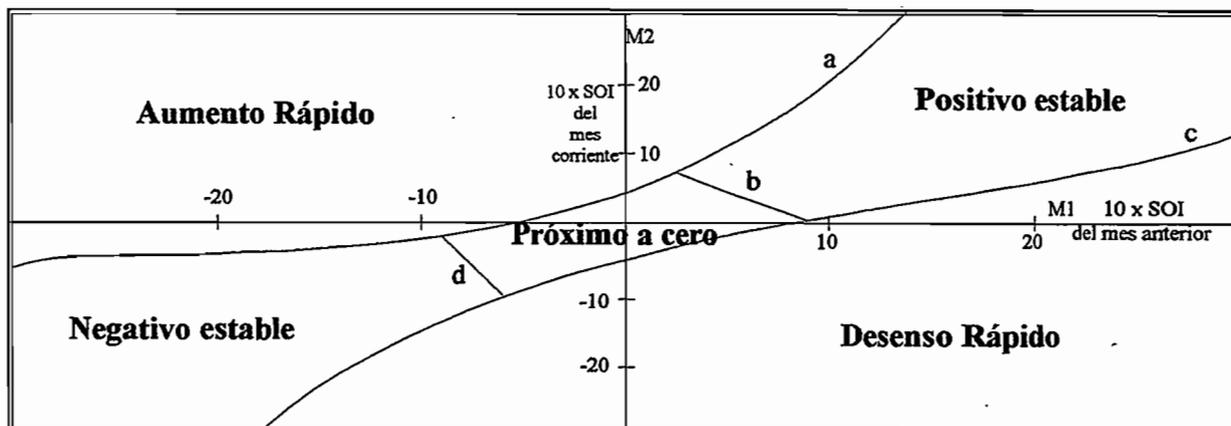


Fig. 9-9: Caracterización de las cinco fases del SOI definidas por Stone y al. (1996), éstas dependen de los valores del SOI del mes corriente y del mes precedente. Los límites entre las diferentes zonas (fases) están definidas por las siguientes ecuaciones: curva a, $M_2 = 4.2 + 1.07M_1 + 0.048M_1^2 + 0.0008M_1^3$; curva b, $M_2 = 10 - 1.08M_1$; curva c, $M_2 = -5.2 + 0.78M_1 - 0.024M_1^2 + 0.0006M_1^3$; curva d, $M_2 = -27.8 - 2.9M_1$, donde M_1 y M_2 son los valores del SOI del primer y segundo mes

Todos los meses de los 120 últimos años han sido repartidos así en una de estas cinco clases, en función del valor del SOI del mes considerado y de aquel del mes anterior.

La comparación de curvas de distribución de las precipitaciones de los meses siguientes, de las cinco clases, permitieron a Stone y al. (1996) proponer diferentes planisferios coloreados en función de la probabilidad de superar las lluvias medianas. Por ejemplo, la figura 9-10 proporciona estas probabilidades para los meses de julio a septiembre sabiendo que la variación del SOI entre los meses de mayo y junio anteriores pertenecen a la clase "Negativa estable", situación que corresponde precisamente a la situación de mayo y junio 1997 (SOI=-1,8 en mayo y -2,0 en junio)

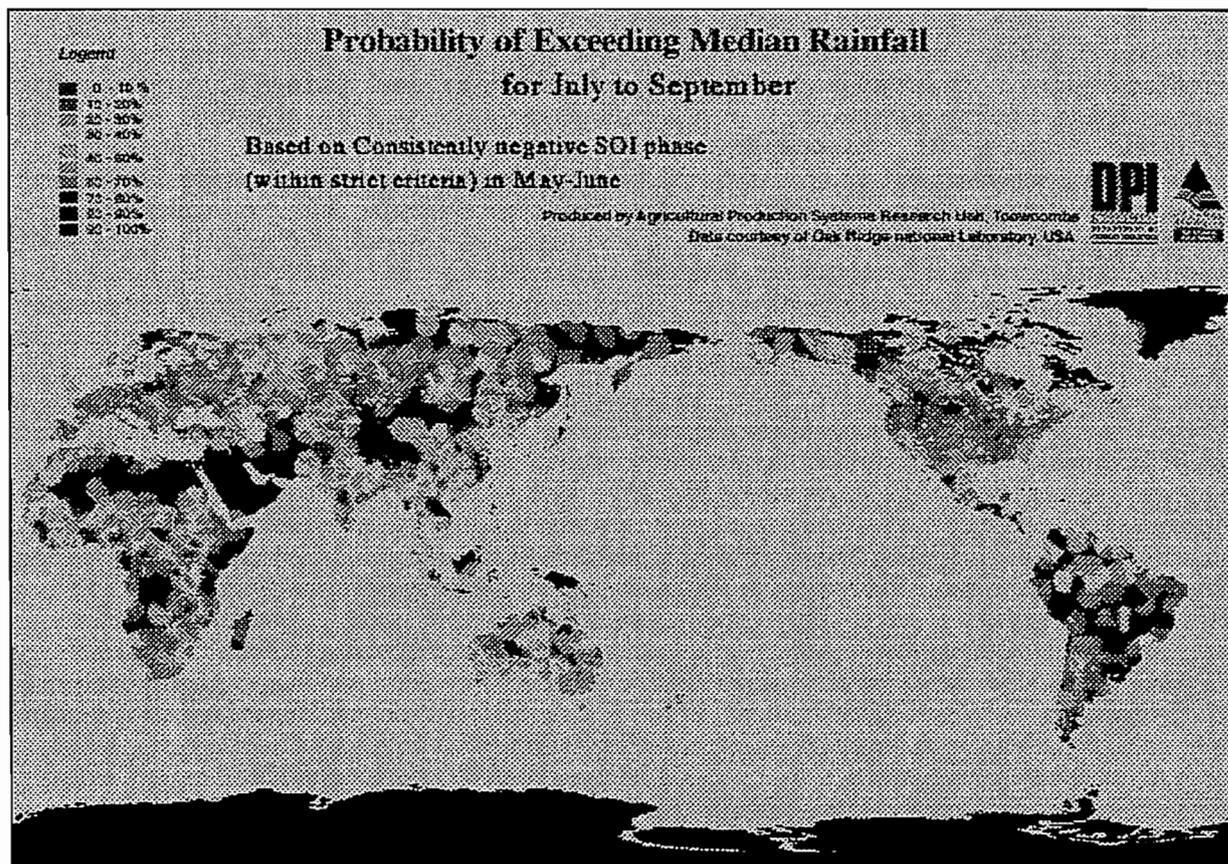


Fig. 9-10: Probabilidad de superar las lluvias medianas de los meses de julio a septiembre propuesto por Stone y al. (1996) el 4 de agosto de 1997 en Internet ¹ basado en los valores del SOI de los meses de mayo y junio (-1,8 y -2,0)

Hemos aplicado esta técnica en la serie de la estación de Guayaquil, interesándonos en el período de diciembre-mayo que representa en promedio más del 95 % del total anual. Obteniendo dos resultados interesantes:

- Cuando el SOI aumenta rápidamente entre octubre y noviembre la probabilidad de que el total estacional siguiente sea superior a la mediana de todos los años (~ 965 mm) es nula (Fig. 9-11). El total máximo observado en este tipo de situación es de 867 mm. Este valor de 867 mm es superado 7 veces en 10 a los otros años, la mediana (616 mm) es superada más de 8 veces en 10, la diferencia entre las lluvias decenales es de casi un metro. Un aumento brutal del SOI entre octubre y noviembre es por lo tanto anuncio de un déficit pluviométrico importante para la estación de lluvias por venir. En este tipo de situación, una política de almacenamiento y de economía de los recursos de aguas deberá ser previsto desde el inicio de la estación de lluvias.

¹ Servidor : <http://www.dpi.qld.gov.au/longpdk>

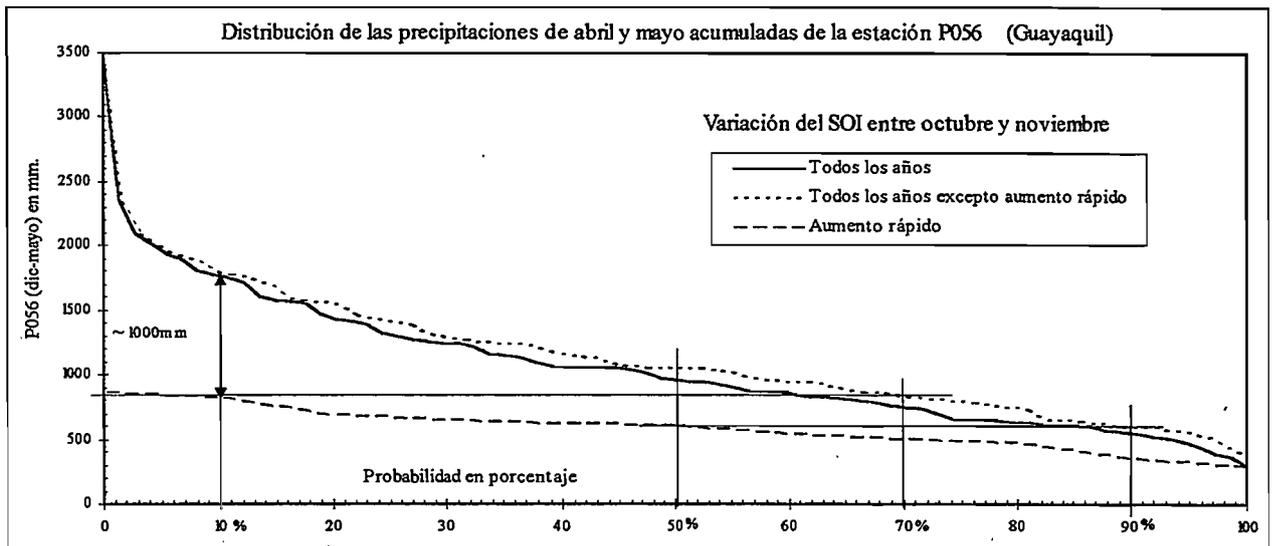


Fig. 9-11: Distribución de los totales pluviométricos estacionales (diciembre-mayo) observados en Guayaquil en función de las variaciones del SOI entre octubre y noviembre. Cuando se observa un aumento rápido del SOI entre octubre y noviembre, las precipitaciones estacionales siguientes serán muy inferiores a la normal.

- Cuando la variación del SOI entre febrero y marzo pertenece a la clase "Negativa estable" se observa un fuerte aumento de las precipitaciones excedentarias en abril y mayo (Fig. 9-12). La diferencia entre las precipitaciones cuya probabilidad de ser superada es inferior al 30% es superior a 400 mm. Por ejemplo, los totales de abril-mayo del período de retorno de 4 años, son de alrededor de 700 mm en los años "Negativo estable", y solo 250 mm en los otros años. O aún la mediana de los años "Negativo estable" es igual a la lluvia decenal de los otros años.

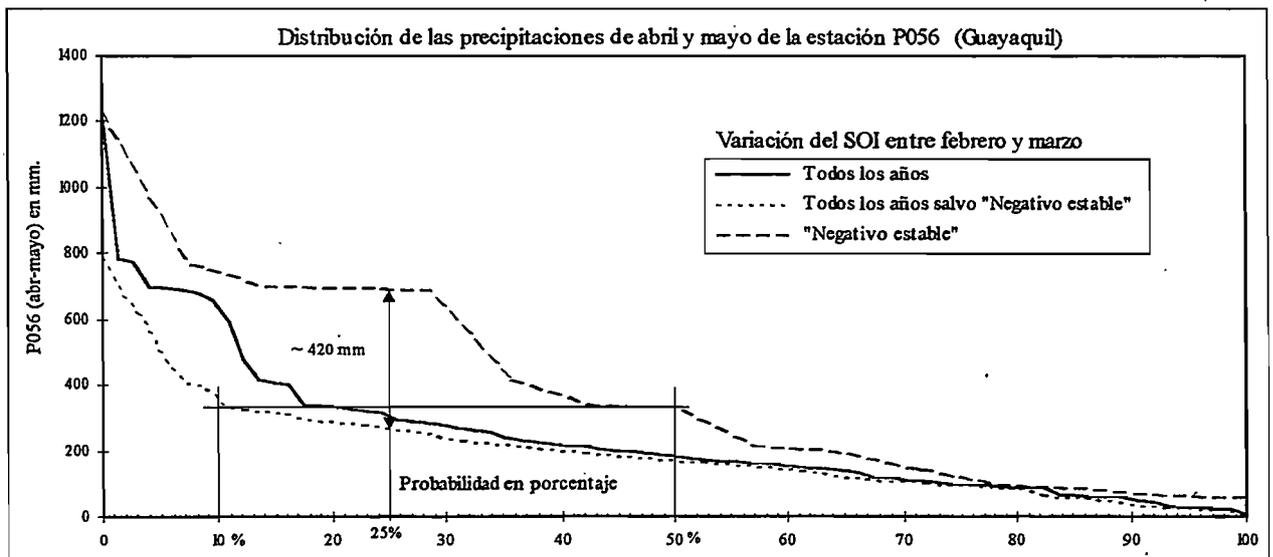


Fig. 9-12: Distribución de totales pluviométricos de los meses de abril y mayo observados en Guayaquil en función de las variaciones del SOI entre febrero y marzo. Cuando el SOI se mantiene negativo entre febrero y marzo, se observa un fuerte aumento de lluvias excedentarias en abril y mayo

9.2.4 Previsiones para la estación de lluvias 1997-1998

La situación ENSO observada desde el mes de mayo de 1997 se intensificó durante los meses de junio y julio, durante este período las anomalías de TSM del Pacífico central y este aumentaron fuertemente. Estas alcanzan a finales de julio $+2^{\circ}\text{C}$ en el este de 160°W y fueron superiores hasta 3°C entre 130°W y el continente Sudamericano (Fig. 9-13). A finales de julio las anomalías de TSM de los bloques Niño 1+2, Niño 3 y Niño 4 son respectivamente de $+4,0^{\circ}\text{C}$, $+2,5^{\circ}\text{C}$ y $+1,0^{\circ}\text{C}$. Las anomalías de los bloques Niño 1+2 y Niño 3 son los más fuertes del período 1970-1997 con excepción de aquellas del evento excepcional de 1983.

Las condiciones oceánicas y atmosféricas actuales y las previsiones obtenidas con el modelo acoplado de las circulaciones oceánicas y atmosféricas del CMB (Ji y al., 1996) permiten al CPC afirmar que las condiciones ENSO deberán mantenerse hasta finales del año y al inicio de 1998 (Fig. 9-14).

La mayoría de los grandes programas de investigación prevén efectivamente que las anomalías positivas de TSM del Pacífico tropical van a desarrollarse en este otoño para alcanzar un máximo en diciembre de 1997 y enero de 1998 (Experimental Long-Lead Forecast Bulletin, agosto 1997). Las previsiones más "pesimistas" para la TSM del bloque Niño 3 prevén anomalías de 2,5 a $+3,0$ (Fig. 9-15). Parece por lo tanto que la anomalía estacional (diciembre-mayo) de TSM del bloque Niño 3 será superior a una media desviación standard. Si este calentamiento muy importante del océano Pacífico tropical se confirma y se mantiene hasta el mes de noviembre cuando aparecerán las primeras lluvias en el litoral del Ecuador, tendremos la seguridad de que la estación de lluvias 1997-1998 será una estación "Cálida" (§ 9.2.1).

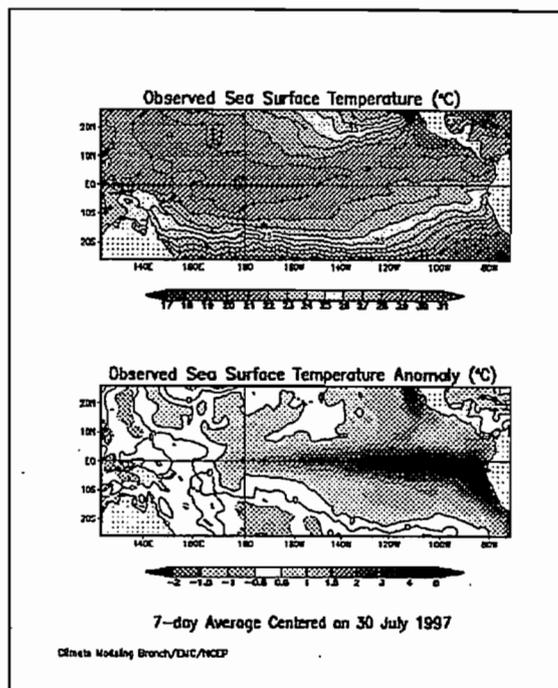


Fig. 9-13: Valores absolutos y anomalías de la TSM media en 7 días centrada en el 30/julio/1997 del Pacífico tropical publicado por CBM
(http://nic.fb4.noaa.gov:8000/research/cmb/gif/cmb.oisst_trop.gif)

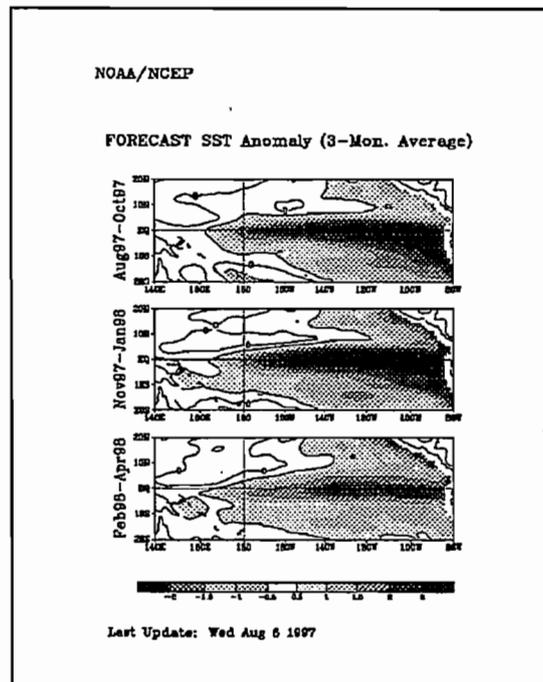


Fig. 9-14: Previsiones de las anomalías trimestrales de la TSM del Pacífico tropical obtenidas con el modelo CMP12 publicadas por el CBM
(<http://nic.fb4.noaa.gov:8000/research/cmb/gif/cmb.fsst.gif>).

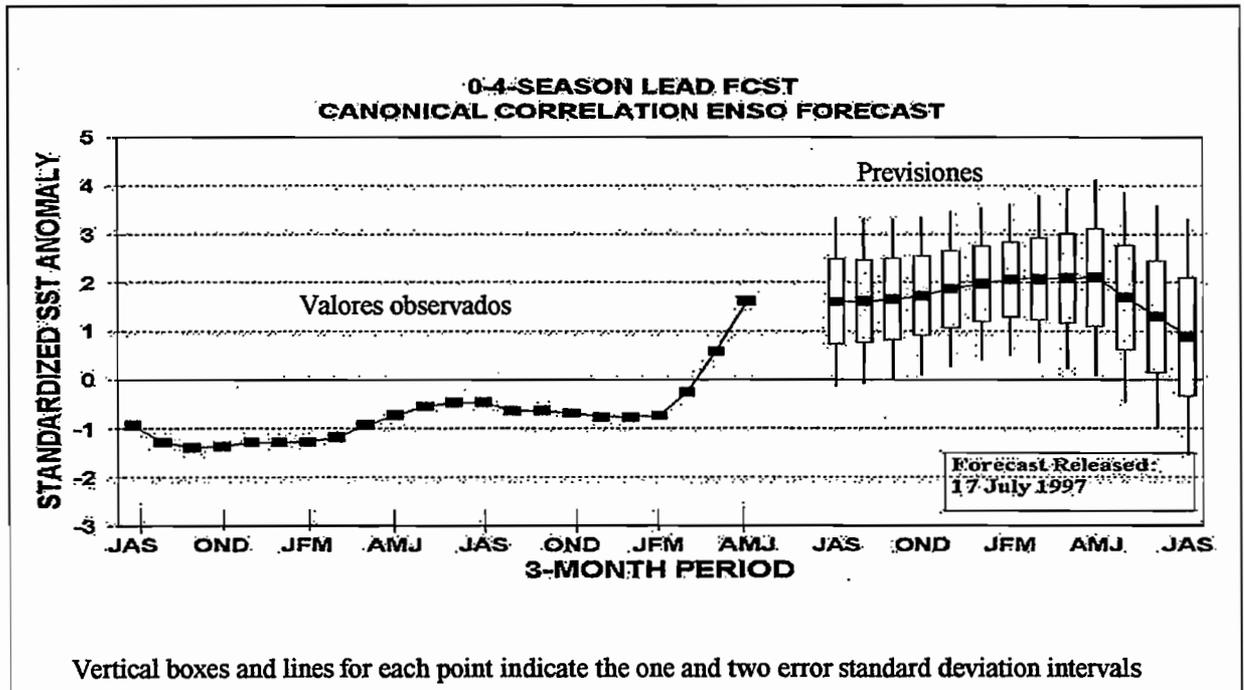


Fig. 9-15: Previsiones de las anomalías de TSM del bloque Niño 3 para el período entre julio 1997 y julio 1998 publicadas por el CPC/NWS (<http://nic.fb4.noaa.gov/products/predictions/sstsstcca.ipg>).

La probabilidad de observar lluvias superiores a la normal durante la estación de lluvias 1997-1998 será por lo tanto muy fuerte (Fig. 9-7), por ejemplo, la probabilidad de que éstas sean superiores a la mediana del período 1915-1995 (950 mm) en Guayaquil, será superior al 85% o aquella de que éstas sean superiores a 1400 mm será superior al 50%. Los riesgos de escasez de agua serán por lo tanto muy bajos, la probabilidad que la lluvia de frecuencia trienal seca sea superada es superior al 95%. Las presas podrán ser entonces utilizadas esencialmente para la protección contra las inundaciones y los cultivos que necesitan cantidades de agua relativamente importantes podrán considerarse en las regiones donde éstas son generalmente de bajo rendimiento por falta de agua. El manejo global de las presas podrá ser después optimizado en función de la evolución de la estación de lluvias, utilizando las previsiones obtenidas con los modelos de previsión mensuales con un mes de anticipación presentado en el párrafo 9-2

9.3 CONCLUSION

Las regiones costeras del Ecuador están sujetas a variaciones climáticas muy importantes, los años de sequía alternan con algunos años de abundancia e inundación. Con la finalidad de reducir las consecuencias nefastas de estas situaciones extremas para las actividades y las vidas humanas, varias obras de regulación fueron realizadas o son previstas.

El estudio de las circulaciones oceánicas y atmosféricas responsables de las precipitaciones y de las correlaciones entre los índices pluviométricos de un mes determinado y los índices de lluvia, de TSM y de viento del mes anterior, permitió determinar modelos de previsión mensuales relativamente satisfactorios para los índices pluviométricos de los meses de febrero a mayo de las zonas de la mitad sur del litoral. Los mejores índices utilizables para la predicción de los meses de febrero y marzo son los índices pluviométricos de las zonas del norte del Litoral. Esto probablemente puede explicarse por la migración meridional de la ZCIT, cuya influencia se hace sentir primero en las regiones del norte, durante su migración hacia el sur a principio de la estación de lluvias. El mejor índice utilizable para la predicción de los meses de abril y mayo es la TSM del Pacífico oriental, esto indica una muy fuerte influencia del Niño en los últimos meses de la estación de lluvias.

Estos modelos no pretenden ser "la solución" a todos los problemas de inundación y de sequía que sufren las regiones costeras del Ecuador. Por una parte, explican solamente del 50 al 75% de la varianza total de las precipitaciones observadas y por otra, los períodos en los cuales han sido ajustados no son sino de 26 años. Sin embargo, sus resultados permiten estimar las anomalías de precipitaciones y de los escurrimientos para poder optimizar la utilización de los volúmenes de almacenamiento de las presas, tanto para la protección contra las crecidas como para el almacenamiento de agua para sostener los estiajes.

A más largo plazo, las observaciones y las previsiones realizadas en el marco de los grandes programas internacionales de investigación sobre el ENSO y las variaciones climáticas del planeta permiten identificar y prever ciertas situaciones extremas. Las probabilidades de superar ciertos umbrales pluviométricos característicos (lluvia mediana, decenal seca.....) varían mucho en función al ENSO. El tomarlo en cuenta debería por tanto permitir adoptar una política de gestión de obras (almacenamiento o utilización del agua) desde el inicio de la estación de lluvias, reduciendo los riesgos de error de gestión. Estas estimaciones pueden igualmente ser útiles para la planificación agrícola de grandes explotaciones, que podrían orientar sus plantaciones hacia cultivos adaptados al tipo de situación (húmeda o seca) la más probable y, eventualmente extender sus cultivos a regiones generalmente con falta de riego.

10. INFLUENCIA DEL NIÑO EN LAS LLUVIAS DIARIAS

Antes de estudiar la influencia del Niño en los escurrimientos, hemos juzgado indispensable analizar en el intervalo de tiempo diario las diferencias entre los años Niño y No Niño. Hemos mostrado que las medias de los totales pluviométricos anuales y estacionales de los años Niños eran superiores a aquellos de los años normales en el conjunto de las regiones costeras. ¿Se debe esta diferencia a un aumento del número de día de lluvia?. ¿O a varios totales diarios muy elevados?. ¿Están los días de lluvias agrupados en episodios lluviosos de larga duración o son ellos aislados?. Con el fin de responder a estas diferentes preguntas, nosotros estudiamos las series diarias de algunas estaciones pluviométricas del litoral.

10.1 ESTACIONES UTILIZADAS

Para realizar este estudio, hemos utilizado los registros diarios de las estaciones P006, P026, P036, P124 y P367 de la planicie de la cuenca del Guayas, estudiada en el marco del proyecto INSEQ (Fig. 5-5). Esta elección fue motivada por varias razones:

- Estas estaciones están situadas en las zonas pluviométricas n°1, 2 y 3, cuyos totales estacionales y mensuales son los más fuertemente influenciados por el Niño y para los cuales los modelos explicativos y de previsión son más satisfactorios.
- Estas estaciones forman parte de la zona de estudio del proyecto INSEQ, sus series de datos fueron criticadas a nivel diario. (Calvez y al, 1996)

Las figuras que presentamos aquí, fueron obtenidas con las series de la estación P006 de Pichilingue, que es la más completa en el período 1964-1993. Los resultados obtenidos con otras estaciones son comparables y fueron tomados en cuenta para el análisis. Las diferencias constatadas entre esas estaciones y la estación P006 confirman la regionalización de la influencia del Niño en las precipitaciones anuales realizada en el capítulo 6. La influencia del Niño disminuye hacia el norte del litoral y cuando sube en altitud en el lado oeste de la cordillera de los Andes.

10.2 NUMERO DE DIAS DE LLUVIA

Determinamos aquí, el número de días promedio por mes o por año de los años Niño, no Niño de todos los años y de 1983, durante los cuales el total pluviométrico diario es superior a lo fijado, o pertenece al intervalo dado.

10.2.1 Número total de días de lluvia

El número total de días de lluvia (lluvia diaria > 0) promedio anual de los años Niño es ligeramente más elevada que aquel de los años no Niño (Tabla 10-1). Este incremento es observado igualmente a nivel mensual para los meses de octubre a agosto con un mínimo en porcentaje en el corazón de la estación de lluvias cuando el número de día de lluvia es elevado y un máximo a finales de la estación de lluvias cuando el número de días de lluvia es más bajo. El carácter atípico del mes de septiembre es esencialmente debido al mes de septiembre de 1983 que contó 21 días de lluvia. Ahora bien, este mes está incluido en el año hidrológico de 1984 que no es un año Niño, se trata en realidad de finales de la influencia del Niño excepcional de 1983. El evento de 1983, se caracteriza por un fuerte aumento del número de día de lluvia a finales e inicio de las estaciones secas precedente y siguiente y por una ligera disminución en febrero y marzo. De tal manera que el número de días de lluvia es el mismo en julio que en febrero o marzo (23/23) mientras que éste es generalmente 5 veces más bajo (5/25).

P > 0		sep	oct.	nov.	dic..	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago	anual
no-Niño	njp	8	8	7	17	26	25	25	23	14	8	4	4	170
	%	+8	-1	-2	-2	-1	-1	-2	-3	-8	-12	-1	-6	-2
Media	njp	7	8	7	17	26	25	25	23	16	10	5	5	174
Niño	njp	5	8	8	18	27	26	27	25	20	13	5	5	188
	%	-27	+2	+7	+7	+3	+3	+8	+8	-26	-39	+4	+19	+8
1983	njp	5	17	26	29	27	23	23	28	24	20	23	13	258
	%	-32	+122	+255	+71	+3	-8	-9	+20	+53	+109	+407	+185	+48

Tabla 10-1: Comparación entre los números promedios de días por mes y por año, cuyo total pluviométrico es superior a 0 mm de los años no-Niños, promedio, Niño y de 1983. njp; número de días de lluvia, % diferencia en la media expresada en porcentaje: $(\text{Media}_{\text{NIÑO}} - \text{Media}_{\text{MEDIANA}}) / \text{Media}_{\text{MEDIANA}}$

10.2.2 Número de días lluvia por clase de identidad

Si se consideran diferentes clases de totales pluviométricos diarios, se observa una ligera disminución del número de días de muy débiles precipitaciones ($0 < P < 1 \text{ mm}$) que son a menudo la consecuencia de muy débiles precipitaciones provocadas por una niebla húmeda llamada localmente *garúa* (Tabla 10-2). Esta disminución fue generalmente más importante en 1983 con una reducción en el número de días anual de *garúa* de 19 días.

0 < P < 1		sep	oct.	nov.	dic..	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago	anual
No-Niño	njp	4.9	4.7	4.4	5.9	5.1	3.6	4.8	5.2	6.0	4.6	3.4	3.6	56.2
	dif	+0.4	0.0	-0.0	-0.1	+0.2	-0.2	+0.5	+0.4	+0.2	+0.0	+0.1	-0.0	+1.4
Media	njp	4.5	4.7	4.4	6.0	4.9	3.7	4.4	4.9	5.8	4.6	3.3	3.6	54.8
Niño	njp	3.3	4.7	4.6	6.3	4.1	4.3	2.9	3.7	5.1	4.4	3.1	3.7	50.3
	dif	-1.2	0.0	+0.1	+0.3	-0.8	+0.6	-1.5	-1.1	-0.7	-0.1	-0.2	+0.1	+1.4
1983	njp	3.0	3.0	3.0	4.0	0.0	2.0	4.0	8.0	0.0	1.0	5.0	3.0	36.0
	dif	-1.5	-1.7	-1.4	-2.0	-4.9	-1.7	-0.4	+3.1	-5.8	-3.6	+1.7	-0.6	-19.8

Tabla 10-2: Comparación entre los número promedios de días por mes y anual cuyo total pluviométrico esta comprendido entre 0 y 1 mm (*garúa*) de los años no-Niño, promedio, Niño y de 1983 njp: número de días de lluvia, % diferencia en la media dada en porcentaje: $(\text{Media}_{\text{NIÑO}} - \text{Media}_{\text{MEDIANA}}) / \text{Media}_{\text{MEDIANA}}$.

Se observa por el contrario un claro incremento del número anual promedio de días de fuerte lluvia ($10 < P < 50 \text{ mm}$) los años Niño (Tabla 10-3). A nivel mensual, este incremento es máximo a finales de la estación de lluvias y al inicio de la estación seca y mínimo en el corazón de la estación de lluvias. El evento de 1983 se diferencia por un incremento excepcional del número de días de lluvias a finales e inicio de las estaciones secas precedente y siguiente por lo que éste es ligeramente inferior a la normal durante los meses de febrero, marzo y abril. Los porcentajes extremadamente elevados de los meses de noviembre, julio y agosto corresponden a la ocurrencia de algunos totales elevados durante estos meses de la estación seca en el transcurso de los cuales, totales superiores a 10 mm son muy raramente observados. Por ejemplo, un total diario superior a 10 mm jamás ha sido observado en julio en el transcurso de los 22 años No Niño del período 1964-1993, pero, fue observado en el transcurso del mes de julio de 1983 mientras que, durante los otros 7 Niño fue observado solamente 2 veces.

10 < P < 50		sep	oct.	nov.	dic..	jan	feb	mar	abr.	mai	jun	jul	ago	anual
Non-Niño	njp	0.5	0.3	0.4	3.1	8.7	10.3	8.6	6.5	1.8	0.5	0.0	0.0	41
	%	+20	-13	-2	-4	-5	-1	-7	-10	-40	-50	-100	-35	-10
Moyenne	njp	0.4	0.3	0.4	3.2	9.1	10.4	9.2	7.2	3.0	1.0	0.1	0.1	46
Niño	njp	0.1	0.4	0.4	3.6	10.4	10.7	11.3	9.4	6.7	2.7	0.3	0.1	59
	%	-64	+43	+7	+12	+15	+3	+23	+31	+25	+15	+12	+11	+23
1983	njp	0	2	9	6	12	9	8	7	8	8	5	2	76
	%	-100	+567	+2150	+88	+32	-13	-13	-3	+170	+674	+7400	+2900	+66

Tabla 10-3: Comparación de los números promedios de días por mes y por año cuyo total pluviométrico esta comprendido entre 10 y 50 mm de los años normales, no-Niño, Niño y de 1983. njp: número de días de lluvia, % diferencia en la media dada en porcentaje: $(Media_{Niño} - Media_{MEDIANA})/Media_{MEDIANA}$

El incremento del número de días de lluvia observado en los años Niño es aún más importante si se considera el número de días de muy fuerte lluvia, cuyo total diario es superior a 50 mm (Tabla 10-4). Este incremento varía de 0,5 día en junio y julio y cerca de 2 días en abril, mientras que el mes de febrero que es el mes el más lluvioso de los años normales presenta aquí, una ligera disminución del número de muy fuertes lluvias. En 1983 el incremento del número de días de muy fuerte lluvia fue excepcional, efectivamente observamos 44 totales diarios superiores a 50 mm mientras que su número promedio es inferior a 9 (+400%) y no superó 17 durante los otros 7 Niño del período 1964-1993.

P > 50		sep	oct.	nov.	dic..	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago	anual
No-Niño	njp	0	0	0.1	0.4	1.6	2.1	1.7	1.4	0.2	0.0	0	0	7.5
	%	-	-	+30	-16	-5	+8	-21	-28	-40	-67	-	-100	-15
Media	njp	0	0	0.1	0.5	1.7	2.0	2.1	2.0	0.4	0.1	0	0.0	8.8
Niño	njp	0	0	0	0.7	2.0	1.4	3.6	3.7	0.9	0.4	0	0.1	12.9
	%	-	-	-100	+40	+16	-27	+70	+89	+126	+121	-	+329	+46
1983	njp	0	1	2	9	6	3	6	4	5	3	5	0	44
	%	-	+100	+200	+1825	+243	-37	+186	+104	+1218	+1150	+100	-100	+400

Tabla 10-4: Comparación entre los números promedio de días por mes y por años cuyo total pluviométrico es superior a 50 mm de los años normales, no-Niño, Niño y de 1983. njp: número de días de lluvia, % diferencia en la media expresada en porcentaje: $(Media_{Niño} - Media_{MEDIANA})/Media_{MEDIANA}$

10.2.3 Distribuciones de los números de días de lluvia y de lluvias diarias.

El trazado de las distribuciones de los números de días de lluvia permite visualizar gráficamente la influencia del Niño en la frecuencia de las lluvias diarias, así como el apreciar las probabilidades de superación correspondiendo a diversas frecuencias, según se esté en una situación Niño o no. Por ejemplo, las distribuciones de los números de días por año durante los cuales los totales pluviométricos fueron superiores a 10 mm de los años Niño, No Niño y de todos los años (excluido 1983) señalados en la figura 10-1 e indicando que:

- Que la probabilidad de superación del número mediano de todos los años es superior al 95% de años Niños e inferior al 40% los años no-Niño.
- Que la diferencia entre las medianas de los años Niño y no-Niño es de 20 días.
- Que el número mínimo observado durante los años Niño es igual a la mediana de los años no-Niño y que la mediana de los años Niño es superior al número máximo observado durante los años no-Niño.

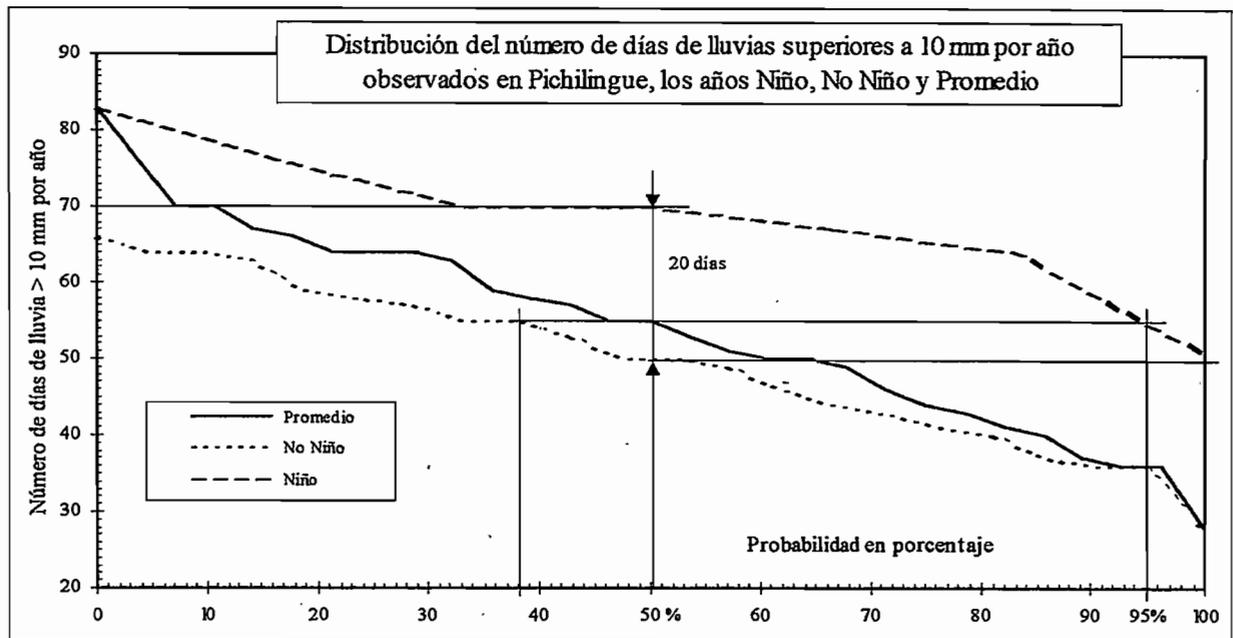


Fig. 10-1: Distribución del número de días de lluvias diarias superiores a 10 mm de los años Niño, no Niño y de todos los años (excluido 1983). Esta figura indica claramente que el número de días de lluvias es nitidamente más importante en los años Niño que en los años No Niño.

El trazado de estas curvas de distribución para el mes de febrero indica que las curvas de los años Niño y no-Niño no son significativamente diferentes de la media, inclusive si se puede observar una muy ligera disminución del número de días de lluvias en los años Niño. Mientras que las diferencias son muy importantes a finales de la estación de lluvias.

La figura 10-2 resume relativamente bien el conjunto de los gráficos obtenidos para cada mes y para las diferentes clases de precipitaciones; las diferencias entre las medianas de los años Niño y no-Niño del número de días de lluvias superiores a 1 mm de los 12 meses del año y las probabilidades de superar la mediana de todos los años durante los años Niño.

Además esta figura indica que la influencia del Niño es muy importante a mitad y sobre todo a finales de la estación de lluvias entre los meses de marzo y junio, pero que ésta no es significativa en el mes de febrero. Parece que el número de días de lluvia mensual sea limitado y que este máximo, si es que existe máximo, corresponde a la situación normal observada en el mes de febrero, mes durante el cual se observa en promedio 25 días de lluvia sobre 28 posibles, de los cuales 12 días con un total superior a 10 mm. Un Niño no se traduce entonces, por un incremento del número de días de lluvia del mes más lluvioso, sino por una elevación de su frecuencia durante los meses precedentes y siguientes al corazón de la estación de lluvias.

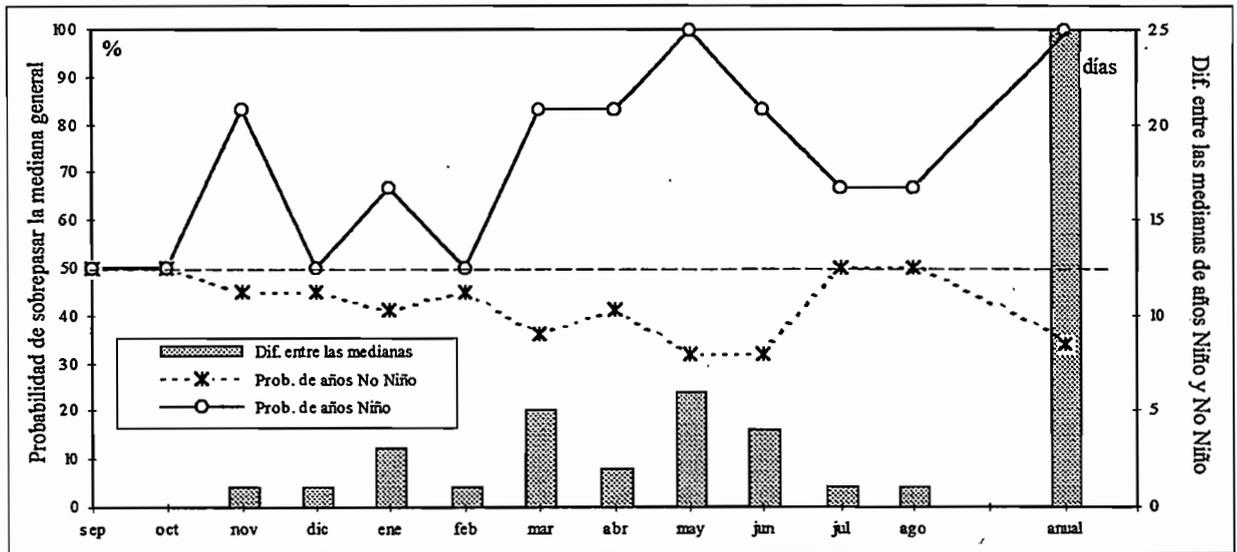


Fig. 10-2: Probabilidad de superar el número mediano de todos los años (excluido 1983) de días de lluvia superiores a 1 mm de los años Niño y no-Niño. Diferencia entre los números de días de lluvias medianos de los años Niño y no-Niño.

La figura 10-3 ilustra claramente la influencia muy fuerte del Niño sobre la frecuencia de las fuertes y muy fuertes lluvias en el mes de mayo, así como el carácter excepcional del evento de 1983. Esta influencia se traduce por un incremento del número de fuertes y muy fuertes lluvias (del 6 al 24% del número de días del mes de mayo), implicando una disminución del número de días sin lluvia (del 53 al 36%) mientras que el número el número de débiles y muy débiles lluvias entre 0 y 10 mm, no varían (41 y 40%), (47%-6%) y (64%-24%). Un incremento tal, que el total diario que superó el 10 % de los días de los meses de mayo de los años Niño (29,2 mm) es seis veces más elevado que aquel de los años normales (4,8mm). El evento de 1983 se traduce por un número excepcional de fuertes y muy fuertes lluvias, 40% de los totales diarios del mes de mayo de 1983 fueron superiores a 10 mm.

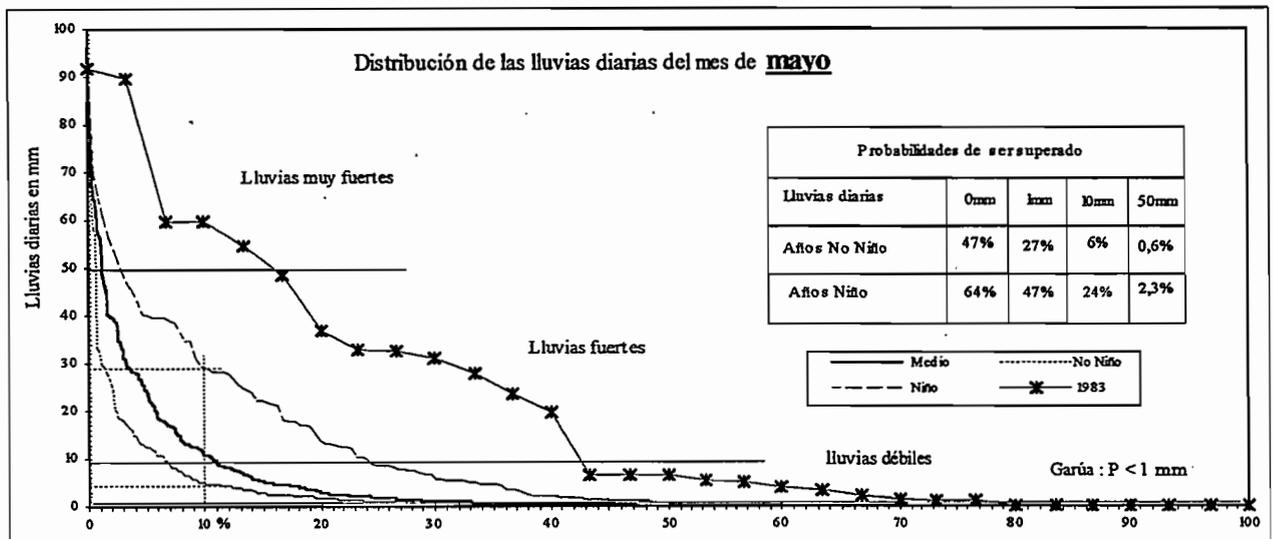


Fig. 10-3: Distribución de las lluvias diarias del mes de mayo de los años Niño, no-Niño, promedio de todos los años y de 1983 y probabilidad de exceder los totales diarios de 0,1, 10 y 50 mm de los años Niño y no-Niño.

10.2.4 Conclusión sobre la influencia del Niño en el número de días de lluvias.

La influencia del Niño se caracteriza entonces por un incremento del número de días de fuertes y muy fuertes lluvias durante los meses anteriores y sobre todo en los meses siguientes al corazón de la estación de lluvias tradicional. Este incremento se hace en detrimento del número de días sin lluvia; el número de días de *garúa* y de débiles lluvias varían un poco. Se observa una extensión de la estación húmeda, sin que haya incremento en el número de días de lluvia en el corazón de la estación. En término de cantidades precipitadas; en los años Niño, se observa en promedio un aumento de la pluviometría anual (51%), debido a la fuerte elevación de la suma de fuertes lluvias. (Tabla 10-5)

	Años No-Niño	Años Niño	Diferencia
Pluviometría anual media	1763	2662	+51%
suma de los totales diarios >10 mm	1165	2106	+81%
suma de los totales diarios <10 mm	599	556	-7%

Tabla 10-5: Diferencia entre las sumas de los totales pluviométricos diarios superiores a 0 mm, a 10 mm e inferiores a 10 mm de los años Niño y no-Niño. El incremento de la pluviometría anual es debido a un fuerte aumento de fuertes lluvias.

10.3 LLUVIAS MAXIMAS

La media de los máximos diarios mensuales de los años Niño es generalmente superior a aquellas de los años no-Niño (Tabla 10-6). Como para el número de días de lluvias, esta diferencia es más importante durante los meses de inicio y sobre todo de finales de la estación de lluvias, cuando ésta es en enero débil y negativa en el mes de febrero. El evento de 1983 se caracteriza por las diferencias mucho más importantes y excepcionales en el mes de julio; durante el cual el máximo fue de 117 mm mientras que el máximo de los otros 29 años del período 1964-1993 es de 31 mm y que la media de los máximos de los años Niño es solamente de 7 mm. El máximo anual de 1983 ha sido solamente ligeramente superior a la media de los máximos anuales de los otros años Niño.

Med de los máximos	sep	oct	nov	dic	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago	anual	
No-Niño	med.	9	7	11	42	73	79	72	71	25	13	2	3	106
	dif.	+12	-10	-7	-4	-1	+7	-5	-14	-26	-26	-41	-45	-4
Media	med.	8	8	12	44	74	74	76	83	34	18	3	6	110
Niño	med.	5	10	14	49	77	58	88	121	61	33	7	15	124
	dif.	-40	+32	+22	+5	+3	-16	+16	+45	+27	+15	+13	+12	+12
1983	max.	9	53	97	122	114	132	121	86	92	105	117	48	132
	dif.	+16	+575	+728	+178	+34	+79	+59	+3	+172	+489	+366	+164	+19

Tabla 10-6: Medias de los máximos diarios mensuales y anuales de los años no-Niño y Niño, de todos los años y de 1983. Diferencias en porcentaje entre estas medias: $(\text{Media}_{\text{Niño}} - \text{Media}_{\text{Mediana}}) / \text{Media}_{\text{Mediana}}$.

La duración reducida de las series no permite realizar un ajuste estadístico en las dos muestras (Niño y no-Niño). Las distribuciones de las lluvias diarias máximas anuales observadas en los años Niño y no-Niño, indican que los valores más elevados cuya probabilidad de exceder es inferior al 15% no son significativamente diferentes los años Niño de los años no Niño (Fig.10-4). El 3% máximo de los años no Niño (150mm) es equivalente al máximo de los años Niño (157). Por el contrario, esta figura confirma la diferencia entre los valores promedios de los máximos, la desviación entre las medianas de los dos tipos de situaciones es de 25mm. Esta figura indica igualmente que la probabilidad de exceder de la mediana de todo el período es superior al 75% los años Niño e inferior al 40% los años no-Niño. Podemos por tanto afirmar que las lluvias diarias máximas de los años Niño son en promedio superiores a aquellas de los años no Niño, inclusive que los valores extremos son del mismo orden de tamaño.

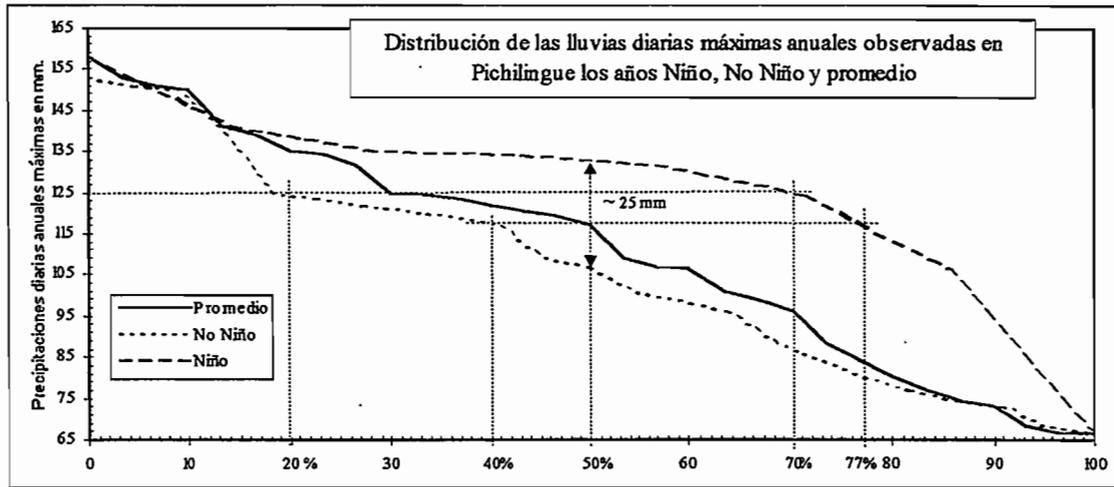


Figura 10-4: Distribución de las lluvias diarias máximas de los años Niño y no Niño. Esta figura indica que las lluvias diarias máximas de los años Niño son en promedio superiores a aquellas de los años no-Niño, inclusive que los valores extremos son del mismo de tamaño.

10.4 DURACION DE LOS EPISODIOS LLUVIOSOS

Hemos determinado la duración de los episodios lluviosos, es decir el número de días consecutivos cuyo total pluviométrico es superior a 10 mm (Tabla 10-7). El incremento del número de días de lluvias observadas en los años Niño se traduce lógicamente por un incremento del número de episodios lluviosos. Pero, los episodios lluviosos de duraciones superiores a 5 días son menos frecuentes en los años Niño que en los años no-Niño; los tres episodios más largos (9, 11 y 12 días) fueron observados en los años no-Niño. Se puede entonces afirmar que El Niño se traduce en promedio de un incremento del número de episodios lluviosos, pero que las duraciones de esos episodios no superan las duraciones máximas observadas en los años no-Niño. El evento de 1983 responde a esta constatación; el incremento del número de episodios lluviosos fue mucho más importante, sin embargo el episodio más largo es solamente de 7 días.

P006	Duración (d)	1	2	3	4	5	> 5
No-Niño	número medio	19	6.3	2.4	1.5	0.1	0.6
	dif. a la media	-8%	-5%	-19%	-4%	-51%	+7
Media	número medio	21	6.7	2.9	1.5	0.3	0.6
Niño	número medio	26	7.7	4.7	1.7	0.7	0.4
	dif. a la media	+24%	+16%	+61%	+13%	+159%	-22
83	número medio	47	17	6	3	1	1
	dif. a la media	+126%	+155%	+105%	+98%	+263%	+81

Tabla 10-7: Número promedio de episodio lluviosos entre 1 y 5 días o más de los años no Niño y Niño, de todos los años y de 1983. Diferencia en % de la media de todos los años: $(Media_{Niño} - Media_{Mediana}) / Media_{Mediana}$.

Con el fin de apreciar mejor la influencia media del Niño en la duración de episodios lluviosos, se ha determinado los valores de diferentes variables, tal como la duración media de los episodios lluviosos o la relación del número de episodios de más de 2 días y del número total de episodios (Tabla 10-8). Las diferencias entre las medias de los años Niño y no-Niño indican que el aumento del número de episodios lluviosos (nEP, +26%) equivale al número de días fuertes y muy fuertes lluvias (nJP10, +27%) de tal forma que la duración media de los episodios (DMEP, +1%) no varía y que el incremento del número de días de fuertes lluvias anteriores a un día de lluvias (nJPP) aumenta igualmente alrededor del 27%. El número de episodio de dos días o más (nEP1) aumenta al 28%, su proporción en relación al número total de episodios (%nEP1, +3%) no varía. Los períodos lluviosos son más numerosos y de duración media más importante. El evento de 1983 presenta las mismas características pero con un incremento de alrededor cinco veces más importantes que la media de los otros años Niño (125% contra 27%).

P006		nJP10	nEP	nJPP	DMEP	nEP1	%nEP1
No-Niño	número medio	50	30	20	1.6	11	36
	dif. a la media	-8%	-8%	-9%	0%	-9%	-1%
Media	número medio	54	33	22	1.7	12	36
	dif. a la media	+27%	+26%	+28%	+1%	+28%	+3%
Niño	número medio	69	41	28	1.7	15	37
	dif. a la media	+27%	+26%	+28%	+1%	+28%	+3%
83	número medio	122	75	47	1.6	28	37
	dif. a la media	+125%	+129%	+118%	-2%	+135%	+3%

Tabla 10-8: Medias mensuales y anuales de los años no-Niño, de todos los años, de los años Niño y de 1983 de los 6 parámetros utilizados para caracterizar la duración de los episodios lluviosos. Donde nJP10: número de días de fuertes lluvias, $P > 10\text{mm}$; nEP: número de episodios lluviosos; nJPP: número de días de fuertes lluvias precedidas de un día de fuertes lluvias; DMEP: duración media de los episodios lluviosos, $DMEP = nJP10/nEP$; nEP1: número de episodios de duración superior a 1 día; $\%nEP1 = 100 \times nEP1/nEP$.

10.5 REPARTICION MENSUAL DE LAS PRECIPITACIONES

Hemos determinado para cada día del año, la media de las precipitaciones de los años Niño y no-Niño. Hablar de lluvias medias para un día dado no tiene cierto sentido práctico, pero la media móvil en 9 días de esos valores permite apreciar la repartición de las precipitaciones en el transcurso del año (Figura 10-5).

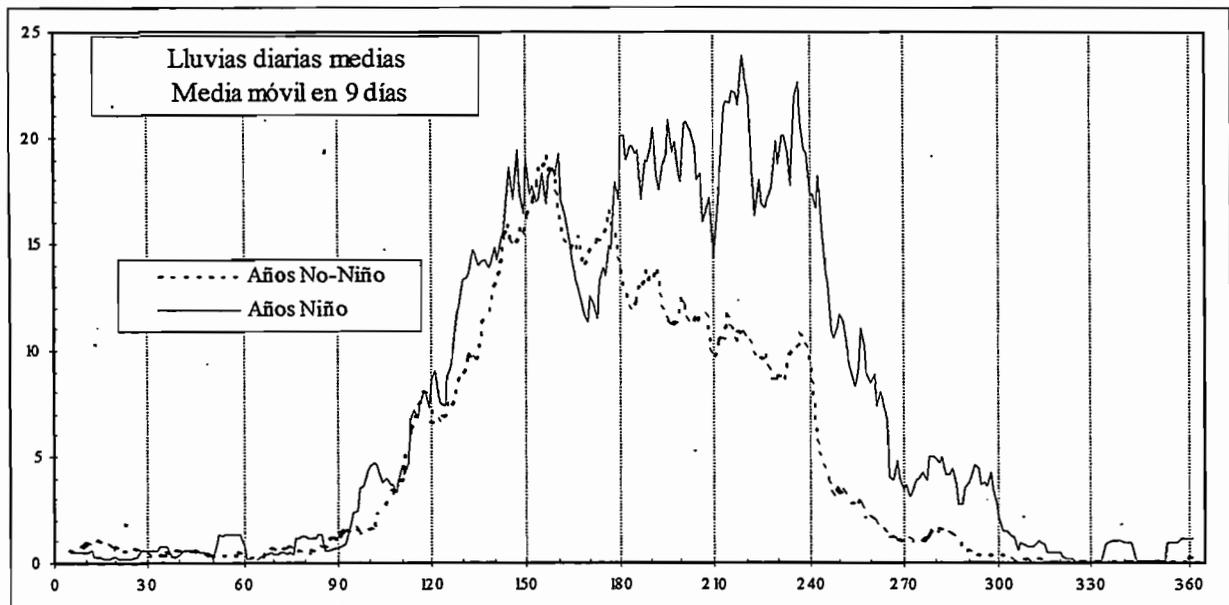


Figura 10-5: Media móvil en nueve días de lluvias diarias medias de los años Niño y no-Niño. Esta figura indica el fuerte incremento de precipitaciones durante los meses a fines de la estación de lluvias

En los años no-Niño, las precipitaciones generalmente son nulas desde septiembre hasta finales de noviembre, para luego aumentar rápidamente en diciembre y enero y alcanzar su máximo durante la primera decena de febrero, luego éstas disminuyen progresivamente hasta finales de abril para descender rápidamente entre abril y mayo y estar de nuevo cerca de cero desde el mes de junio hasta finales del mes de agosto.

En los años Niño, las precipitaciones son igualmente nulas desde septiembre hasta finales de noviembre y aumentan de manera comparables a aquellas de los años no-Niño desde inicios de diciembre hasta finales de enero, los dos períodos durante los cuales las precipitaciones son ligeramente superiores corresponden a un aumento observado en el transcurso de un sólo Niño (1973 para diciembre y 1972 para enero, Anexo). Las precipitaciones son luego relativamente estables hasta finales del mes de abril con una media de 20 mm/día, éstas presentan sin embargo una disminución durante la segunda mitad del mes de febrero, esta disminución de la media de los años Niño no es debida a un solo valor; todos los Niño presentan una disminución relativa de las precipitaciones en este período (Anexo 10-3). Las precipitaciones disminuyen luego muy rápidamente durante el mes de mayo, para estar de nuevo cerca de cero a inicios del mes de julio.

Encontramos aquí la influencia pronunciada del Niño sobre las precipitaciones de la segunda parte de la estación de lluvias. Esta figura indica claramente que existe un prolongamiento de la estación de lluvias con una ligera disminución de las precipitaciones durante el mes más lluvioso de los años no Niño. Como explicar que se observa una disminución de las precipitaciones a finales del mes de febrero. Esto coincide con el período del año donde la ZCIT está en su posición más meridional, el examen de los valores medios de los vientos meridianos (Anexo 7-1) a 81°W indica que la zona de inversión de los vientos, que se puede asociar a la ZCIT (los vientos están dirigidos hacia el Sur al norte de la ZCIT y hacia el Norte al Sur de ésta), está situada generalmente a nivel del ecuador geográfico entre febrero y marzo a 100 km a lo largo de las costas del Ecuador, la ZCIT debe encontrarse por tanto a 3 o 4° de latitud Sur en la franja litoral del Ecuador. Aún si esta disminución de la media móvil de las lluvias diarias medias de los años Niño es observada durante los 7 Niño estudiados (Anexo 10-1), puede ser debido a un simple azar. Esta hipótesis es tanto más fuerte cuando cada Niño es muy diferente del Niño promedio, la incertidumbre sobre el valor de la media es elevada.

El evento de 1983 (Figura 10-6) se caracteriza por un incremento muy importante que comenzó desde el mes de noviembre y continuó hasta mediados de febrero, marcando dos cortas pausas a finales de noviembre y mitad de enero. Las precipitaciones oscilan luego entre 10 y 30 mm hasta finales del mes de julio, para encontrar los valores cercanos a la normal en agosto.

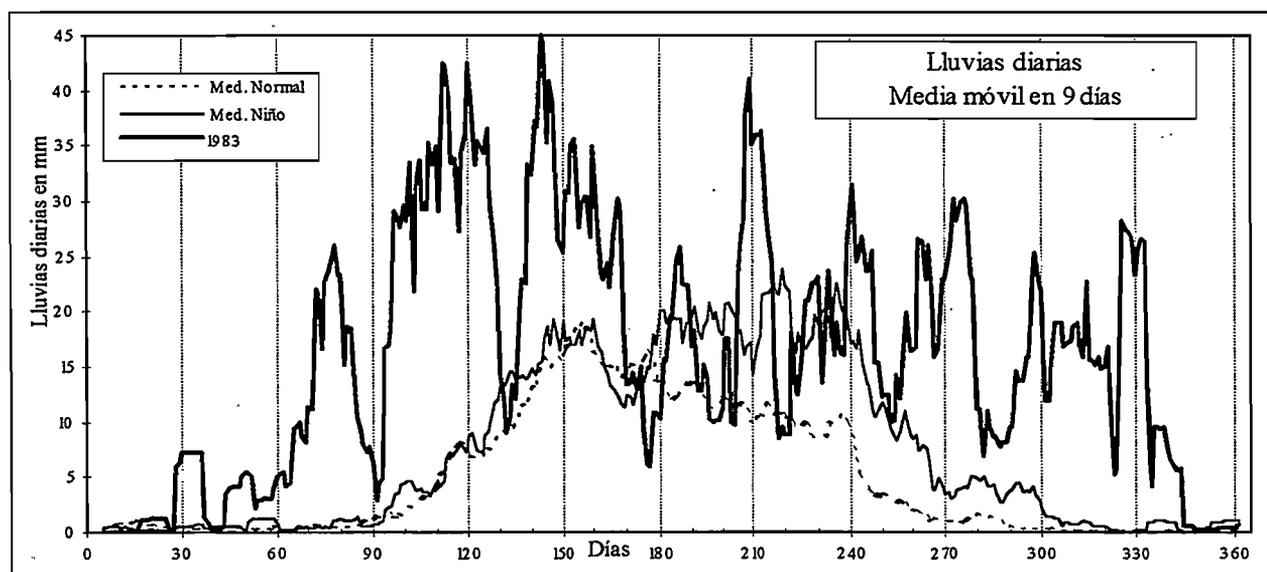


Figura 10-6: Media móvil en nueve días de lluvias diarias de 1983 y medias de los años Niño y no-Niño. Esta figura indica el carácter excepcional de las precipitaciones observadas a partir del mes de octubre de 1982 hasta el mes de agosto de 1983.

10.6 CONCLUSION

La influencia del Niño en las precipitaciones diarias se caracteriza por un incremento muy importante del número de días de fuertes lluvias durante los meses de marzo, abril, mayo y junio, mientras que su número varía poco o no en el mes de febrero. Igualmente se observa un incremento del número de días de fuertes lluvias consecutivas y de precipitaciones máximas mensuales y anuales. La duración reducida de las muestras (solamente 7 valores para los años Niño) no permitió el ajuste estadístico. Las figuras de las distribuciones acumuladas indica, toda vez que los valores medianos de los años Niño son generalmente superiores a aquellos de los años no Niño, inclusive que las raras frecuencias parecen ser del mismo orden de tamaño. El Niño se traduce por un comienzo ligeramente más precoz de la estación de lluvias y por la prolongación de dos meses del período más lluvioso.

El evento de 1983 se diferencia por un aumento de las precipitaciones mucho más importante a inicios de la estación de lluvias y durante los meses y primer mes de la estación seca siguiente. Las precipitaciones del mes de noviembre y diciembre de 1982 y de mayo, junio y julio de 1983 habiendo sido superiores a aquellas generalmente observadas en el corazón de la estación de lluvias de los años no-Niño. Igualmente podemos señalar que el total diario máximo observado es solamente ligeramente superior al segundo máximo histórico y que el período de fuertes lluvias más larga es solamente de seis días mientras que episodios de siete a once días fueron observados durante los años no Niño. Esto parece confirmar que el incremento de las precipitaciones observadas en los años Niño se debe principalmente a una sucesión muy importante de fuertes lluvias más que a eventos excepcionales en duración o intensidad.

11. CONCLUSION GENERAL

El Ecuador se encuentra en una región clave frente al ENSO, este fenómeno se caracteriza por un calentamiento del Océano Pacífico, cuya fuerza máxima se encuentra en las costas ecuatorianas y peruanas. Es uno de los principales responsables de la variabilidad fuerte del clima costero y de la irregularidad interanual de la pluviometría, lo que se traduce por una sucesión de déficits y excesos de lluvias que provocan sequías e inundaciones catastróficas. La previsión de las precipitaciones permitiría preverlas mejor gracias a un manejo adecuado de obras de regulación hidráulica. Hasta la fecha, el impacto del ENSO en el Ecuador no había sido estudiado sistemáticamente. Nuestros objetivos eran:

- Determinar la influencia del Niño sobre las precipitaciones anuales, mensuales y diarias,
- Analizar las relaciones entre las lluvias y las variables que caracterizan el estado del océano y de la atmósfera,
- Finalmente estudiar la posibilidad de previsión de las precipitaciones.

11.1 PRINCIPALES RESULTADOS:

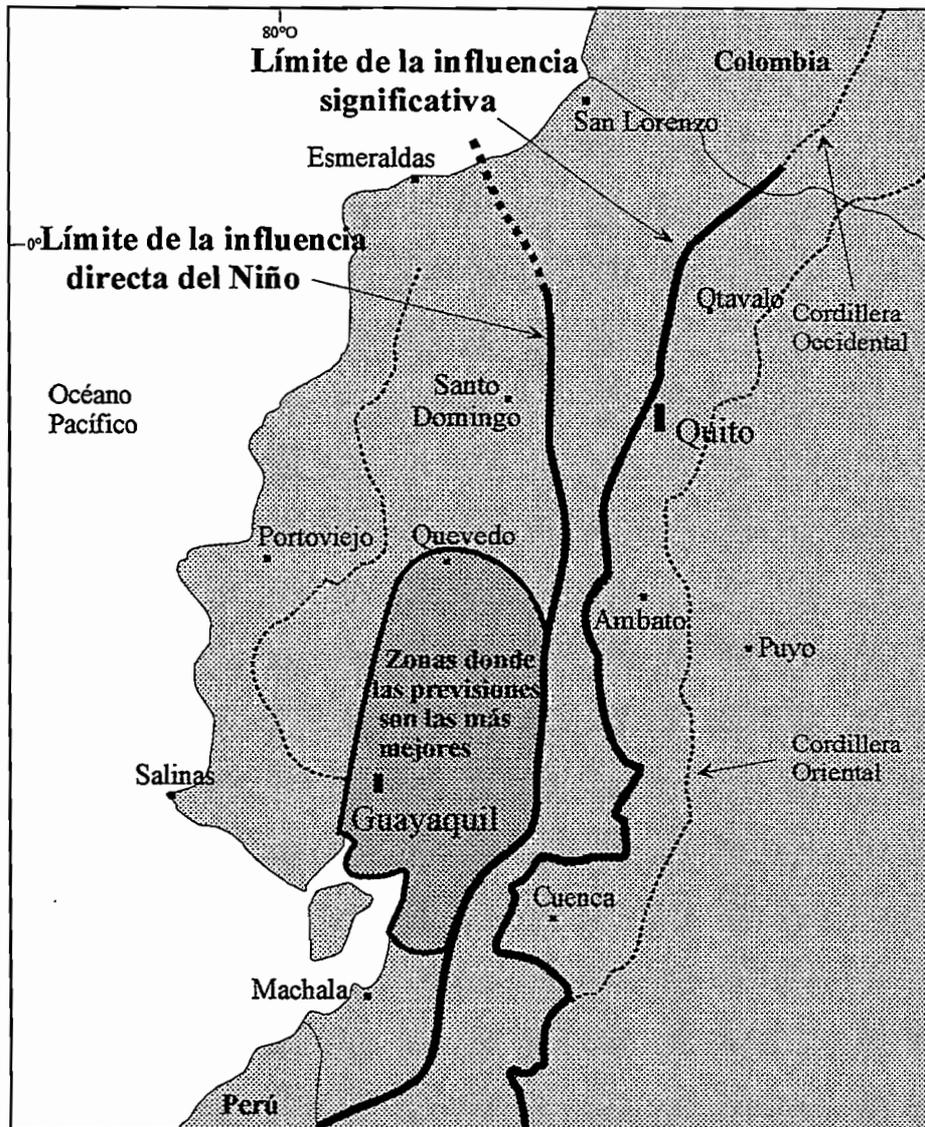
El método original del Vector Regional fue una buena herramienta para crear índices representativos de la organización cronológica regional de las series pluviométricas. Nos permitió eliminar los errores de medida y liberarnos de una parte de la variabilidad climática local en las series de pluviómetros. Los totales pluviométricos anuales y mensuales del año 1983 no se tomaron en cuenta en la caracterización de lo que llamamos un evento "El Niño" medio, ya que sus valores excepcionales ocultarían la influencia de otros acontecimientos.

La utilización de técnicas de análisis descriptivas y estadísticas permitió evidenciar la fuerte influencia de "El Niño" sobre la pluviometría en la mayor parte de la costa ecuatoriana. Esta influencia disminuye al norte cuando llega a la vertiente occidental de los Andes. No es significativa en los valles interandinos y en la vertiente oriental de los Andes. Al contrario de lo que pasa en Perú las series pluviométricas de las partes más orientales del Ecuador no tienen una relación negativa con el ENSO.

Se nota un aumento de las precipitaciones en la mayor parte de la Costa cuando la TSM del Pacífico Oriental es superior a la normal y cuando los alisios son más débiles.

Los modelos estacionales y mensuales (llamados "*explicativos*") demuestran la pertinencia de esta relación durante el período 1945-1993 pero también su sensibilidad a las grandes variaciones climáticas y su variabilidad espacial en el litoral ecuatoriano. Los índices pluviométricos de las regiones más húmedas están más ligados a los índices de TSM que a los de los vientos; al contrario, los de las zonas semiáridas están más ligados a los índices de los vientos.

Los modelos llamados "*previsionales*" tratan de explicar las precipitaciones de un mes determinado con los índices del mes anterior. Demostraron que la estación de lluvias puede ser dividida en 3 partes. Al principio de la estación (diciembre, enero) no hay una diferencia notable entre los años "Niño" o no-"Niño", es pues difícil realizar previsiones con índices característicos de "El Niño". En la segunda parte de la estación (febrero, marzo), modelos de previsión regionales que utilizan los índices de lluvias del norte del litoral nos permiten explicar del 50% al 75% de la variación de los índices pluviométricos. Esto se puede explicar por la migración al sur de la ZCIT cuya influencia se siente primero en el norte del país, consecuentemente. La influencia del Niño es más fuerte al final de la estación de lluvias (abril, mayo), a tal punto que los modelos de previsión regionales que explican del 50% al 75% de la variabilidad de las lluvias en la parte sur de la cuenca del Guayas utilizando índices de TSM del Pacífico oriental.



Límites de la influencia del Niño sobre las precipitaciones en Ecuador y regiones, donde los resultados de las previsiones son los mejores.

El análisis de las curvas de distribución de los totales pluviométricos diarios nos permitió entender mejor las anomalías anuales y mensuales de los años "Niño". El aumento de los totales pluviométricos se debe esencialmente a un alargamiento de la estación de lluvias con un incremento de los episodios de 2 a 5 días de lluvias fuertes entre marzo y junio. Este aumento no se debe a un incremento en las precipitaciones del mes más lluvioso (febrero), ni a lluvias excepcionalmente fuertes por su duración o su intensidad.

11.2 LÍMITES, DESARROLLOS Y PERSPECTIVAS

La falta de datos en algunas zonas costeras y serranas poco pobladas no ha permitido definir índices pluviométricos para estas regiones. Por ejemplo deja impreciso el límite norte de la influencia de "El Niño" sobre las precipitaciones. Sería interesante aplicar los métodos propuestos al Perú y a Colombia para fijar estos límites en todas las regiones influenciadas por "El Niño", así como, los límites de la relación negativa en la parte oriental de los Andes. Podemos obtener modelos de previsión y explicativos para la costa noroeste de Perú ya que es muy parecida a las regiones semiáridas de la costa suroeste del Ecuador.

Para el presente trabajo hemos utilizado un periodo de 30 años (de 1964 hasta 1993) para el cual hemos reconstituido series pluviométricas sintéticas muy confiables a partir de los datos de 70 pluviómetros confiables de la costa.

Pero solamente hubo 8 "Niños" en estos 30 años: 7 normales y el excepcional de 1983. El análisis estadístico y los modelos que hemos construido se basaron en esta muestra de tamaño insuficiente. Los intentos de extensión, antes del año 1964, nos permitieron validar los modelos, desgraciadamente con datos menos confiables ya que teníamos solamente 6 estaciones de larga duración en la costa.

Puede ser que esto explique algunas distorsiones e incoherencias de relaciones simples, que quieren explicar fenómenos mucho más complejos?. O será una señal de modificación de la circulación oceánica como dicen algunos autores?. Y si cambiará el clima en este entonces?

Hubiera sido mejor acoplar nuestros análisis numéricos efectuados a nivel mensual a una visión global y subjetiva de los fenómenos meteorológicos, climáticos y oceánicos que provocan anomalías. Con la ayuda de los meteorólogos se podría estudiar la naturaleza y la fuerza de los movimientos de la atmósfera. Se podría además tomar en cuenta otros parámetros importantes en esta parte del mundo. La posición de la ZCIT, los vientos de altitud o las ondas ecuatoriales (Kelvin, Rosby...). Habría que profundizar en el plano estadístico con la colaboración de climatólogos, meteorólogos y oceanógrafos.

Se esbozó el análisis de los caudales que solo se concretizará con un trabajo de crítica de los datos hidrológicos y la modelización de cada cuenca hidrográfica.

La posibilidad de prever las precipitaciones es vital para el Ecuador ya que se espera un fuerte "Niño" en 1997-1998. Para conseguirlo hay que tener (en tiempo real) un máximo de datos de pluviometría, de TSM y de información sobre los alisios y la pluviometría en tiempo real.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ACEITUNO P. 1988. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector, Part 1 : Surface climate. *Monthly Weather Review*, 116, 505-524.
- ACEITUNO P. 1993. El Niño, l'oscillation australe et ENSO : des noms qui prettent à confusion pour une interaction complexe entre l'océan et l'atmosphère. *La Météorologie*, 8, 3, 44-48.
- ACEITUNO P. 1995. Los eventos ENSO y la variabilidad del clima en los Andes centrales. *Com. Aguas, Glaciares y cambios climaticos en los Andes tropicales*, La Paz, ORSTOM-UMSA-SENAMHI-CONAPHI.
- ACEITUNO P., DEL RIO A., RUTLLANT J. 1989. Rainfall anomalies in the subtropical west coast of South America. Part I : Relationships with SST and convective activity over the central Pacific. In *Extended Abstract: Third International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography* (13-17 noviembre, 1989): 162-166, Buenos Aires.
- ACEITUNO P., GARREAUD R. 1995. Impacto de los fenómenos el Niño y la Niña en regímenes fluviométricos andinos. *Revista de la sociedad chilena de ingeniería hidráulica*, 33-43.
- ACEITUNO P., MONTECINOS A. 1992. Precipitación en el Altiplano sudamericano : variabilidad interanual e intraestacional y mecanismos asociados. *Iº Congreso Iberoamericano de Meteorología*, España, 10 p.
- ALEMAN M., LE GOULVEN P. 1994. Modelización climática mensual con fines de planificación para proyectos hidroagrícolas. *Seminario Internacional AGROMET 94, OMM/SENAMHI/ORSTOM*, La Paz (Bolivia), 13 p.
- ALLAN R., NICHOLLS N., JONES P., BUTTERWORTH I. 1991. A further extension of the Tahiti-Darwin SOI, early ENSO events and Farwin Pressure. *Journal of Climate*, 4, 743-749.
- ALMEIDA REYES E. 1996. La période Inca. *Dossiers d'Archéologie*, 214, 66-77.
- BARNSTON A., VAN DEN DOOL H., ZEBIAK S., BARNETT T., JI M. RODENHUIS D., CANE M., LEETMAA A., GRAHAM N., ROPELEWSKI C., KOUSKY V., O'LENIC E., LIVEZEY R. 1994. Long-lead seasonal forecast : where do we stand ? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 75, 11, 2097-2113.
- BELTRANDO G., CHEMERY L., Dictionnaire du climat. *Larousse*, 344p.
- BJERKNES J. 1961. El Niño study based on analysis of ocean surface temperature, 1935-1957. Inter-American Tropical Tuna Commission. *Bulletin*, 5, 3, 217-234.
- BJERKNES J. 1966. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of temperatures. *Tellus*, 18, 820-829.
- BJERKNES J.H. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97, 163-172.
- BOCANEGRA M., CAICEDO P. 1994. Características climáticas relevantes durante la ocurrencia de fenómenos ENOS en el Nor-Occidente sudamericano. *HIMAT*, 40 p.
- BRUNET-MORET Y. 1977. Test d'homogénéité. *Cahier ORSTOM, série Hydrologie*, 14, 2, 119-128.
- BRUNET-MORET Y. 1979. Homogénéisation des précipitations. *Cahier ORSTOM, série Hydrologie*, 16, 3-4, 147-170.

- BURGOS GUEVARA H. 1996. L'Equateur, présentation générale. *Dossiers d'Archéologie*, 214, 6-15.
- BUYS J. 1996. Les seigneuries régionales (500 av. - 500 ap. J.-C.). *Dossiers d'Archéologie*, 214, 46-57.
- CADET D. 1986. El Niño. *La Recherche*, 180, 17, 1108-1111.
- CADET D., GARNIER R. 1988. L'Oscillation australe et ses relations avec les anomalies climatiques globales. *La Météorologie*, 7, 21, 4-18.
- CALVEZ R., BACCI J., MOLINARO D., CADIER E., GARCIA F. 1996. Constitución de un archivo operacional de precipitación diarias del Paute: crítica, corrección de datos y determinación de coeficientes de ponderación para cálculo de precipitaciones medias. *Série INSEQ*, 4, 140p.
- CANE M. 1983. Oceanographic events during El Niño. *Science*, 222, 4629, 1187-1194.
- CANE M.A., ZEBIAK S.E. and DOLAN S.C. 1986. Experimental forecasts of El Niño the 1982-83. *Nature London*, 321, 26, 827-832.
- CAVIEDES C., WAYLEN P. 1987. El Niño y crecidas anuales en los ríos del norte del Perú. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 16, 1-2, 1-19.
- CEPAL. 1983. Los desastres naturales de 1982-1983 en Bolivia, Ecuador y Perú. *Naciones Unidas - Consejo Economico y Social - Comisión Económica para América Latina*. 227p
- CHEN W. 1982. Assessment of Southern Oscillation sea level pressure indices. *Monthly Weather Review*, 110, 800-807.
- COLLIN-DELAUVAUD A. 1993. Le guide de l'Equateur. *La Manufacture*, 342p.
- COVEY, D. L. Y HASTENRATH, S. 1978 "The pacific El Niño phenomenon and the Atlantic circulation.". *Mon Wea Rev.*, 106: 1280-1287
- DA SILVA A., YOUNG C., LEVITUS S. 1995. Atlas of surface marine data, Volume 2 : Anomalies of directly observed quantities. *NOAA Atlas NESDIS 7, US Department of Commerce, NOAA, NESDIS*.
- DANDIN P. 1993. Variabilité basse fréquence simulée dans l'océan Pacifique tropical. *Thèse de Doctorat de l'Université Paris VI*, 273 p.
- DHONNEUR G. 1985. Traité de météorologie tropicale. Application au cas particulier de l'Afrique occidentale et centrale. Direction de la météorologie, 151 p.
- ECHEVERRIA ALMEIDA J. 1996. Organisation des confédérations : la Période d'Intégration (550 à 1530 ap. J.-C.). *Dossiers d'Archéologie*, 214, 58-65.
- ELLIOT W., ANGELL J. 1988. Evidence for changes in southern Oscillation relationships during the last 100 years. *Journal of Climate*, 1, 729-737.
- ELTAHIR E. 1996. El Niño and the natural variability in the flow of the Nile River, *Water Resources Research*, 32, 1, 131-137.
- ENFIELD D. 1989. El Niño, past and present. *Reviews of Geophysics*, 27, 2, 159-187.
- FRANCOU B., PIZARRO L. 1985. El Niño y la sequía en los altos Andes centrales (Perú y Bolivia). *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 14, 1-2, 1-18.
- FU C., DIAZ H., FLETCHER J. 1986. Characteristics of the response of sea surface temperature in the central Pacific associated with warm episode of the southern oscillation. *Monthly Weather Review*, 114, 1716-1738

- HASTENRATH S. 1987. Predictability of Java monsoon rainfall anomalies : a case study. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26, 133-141.
- HASTENRATH S. 1988. Prediction of India monsoon rainfall: Further exploration. *Journal of Climate*, 1, 298-304.
- HASTENRATH S. 1990a. Diagnostic and prediction of anomalous river discharge in Northern South America. *Journal of Climate*, 3, 1080-1096.
- HASTENRATH S. 1990b. Prediction of Northeast Brazil rainfall anomalies. *Journal of Climate*, 3, 893-904.
- HASTENRATH S. 1995. Recent advances in Tropical climate Prediction. *Journal of Climate*, 8, 1519-1532.
- HASTENRATH S., DE CASTRO L., ACEITUNO P. 1987. The Southern Oscillation in the tropical Atlantic sector. *Beitr. Phys. Atmosph.*, 60, 4, 447-463.
- HIEZ G. 1977. L'homogénéité des données pluviométriques. *Cahier ORSTOM, série Hydrologie*, 14, 2, 129-172.
- HISARD P., 1996. Communication personnelle. 3p.
- HOLM O. 1996. Les cultures formatives (4000-200 av. J.C.). *Dossiers d'Archéologie*, 214, 34-45.
- HOREL J., CORNEJO-GARRIDO A. 1986. Convection along the coast of northern Peru during 1983: Spatial and temporal variation of clouds and rainfall. *Monthly Weather Review*, 114, 2091-2104.
- HUBERT P., CARBONNEL J.P., CHAOUICHE A. 1989. Segmentation des séries hydro-météorologiques. Application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'ouest. *Journal of hydrology*, 110, 349-367.
- KAHYA, E., and DRACUP, J.A. 1993 U.S. Streamflow patterns in relation to the El Niño/Southern Oscillation, *Water Resources Res.*, 29(8), 2491-2503.
- KILADIS G., DIAZ H. 1989. Global climate anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 2, 1069-1090.
- KILADIS G., VAN LOON H. 1988. The southern oscillation. Part VII : Meteorological anomalies over the indian and pacific sectors associated with the extremes of the oscillation. *Monthly Weather Review*, 116, 120-136.
- KOUSKY V., KAGANO M., CAVALCANTI I. 1984. A review of the Southern Oscillation : oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. *Tellus*, 36A, 490-504.
- KOUSKY V., ROPELEWSKI C., 1989. Extremes in the Southern Oscillation and their relationship to precipitation anomalies with emphasis on the South American region. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 4, 2, 351-363.
- LE GOULVEN P. ET GARCIA R. 1984. Estudio regional integrado del altiplano Cundiboyacense, Anexo pluviométrico. IGAC-ORSTOM, 850 p.
- LE GOULVEN P., ALEMAN M. 1992. Régionalisation climatique (pluie et ETP) dans les Andes équatoriennes, méthodologie, résultats et application. In *Régionalisation en hydrologie. 8° Journées hydrologiques de l'ORSTOM*. (Le Barbet et Servat Eds.) ORSTOM, 69-90.
- LE GOULVEN P., ALEMAN M., ORSONO I. 1988. Homogeneización y regionalización pluviométrica por el método del vector regional. 5° *Congrés équatorien d'hydraulique, AEHID/CICP*, Quito, 59-83.
- LUGO C. 1996. El viento en las precipitaciones de la costa ecuatoriana. *INAMHI*. 8P.

- MACHARE J., ORTLIEB L. 1993. Registros del fenómeno El Niño en el Perú. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 22, 1, 35-52.
- McBRIDE J., NICHOLLS N. 1983. Seasonal relationships between Australian rainfall and the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 111, 1998-2004.
- MECHOSO C., IRIBARREN G. 1992. Streamflow in Southeastern South America and the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 5, 1535-1539.
- MEJIA R., ONTANEDA G., MOLINARO D., ROSSEL F. 1996a. Homogenización y regionalización de la pluviometría de la cuenca del Paute. *Série INSEQ*, 3, 32p.
- MEJIA R., ROURA J., CALVEZ R., 1996b. Estaciones meteorológicas, cuenca del río Guayas; subcuenca del río Babahoyo. *Série INSEQ*, 12, 36p.
- MENARD Y., DELCROIX T. 1996. El Niño, l'enfant du vent et de la mer. *Pour la science, Dossier hors-serie, juin 1996*, 36-38.
- MOLINARO D. 1995. Homogénéisation et critique des données pluviométriques; modélisation pluie-débit sur un grand bassin versant. *Rapport de fin d'étude, ISIM*, 45p.
- MORLIERE A., REBERT J.P. 1986. Rainfall shortage and El Niño. Southern Oscillation in New Caledonia, Southwestern Pacific. *Monthly Weather Review*, 114, 6, 1131-1137.
- MOSS M., PEARSON C., McKERCHAR A. 1994. The Southern Oscillation index as a predictor of the probability of low streamflows in New Zealand. *Water Resources Research*, 30,10, 2717-2723.
- NAMIAS J. 1976. Some statistical and synoptic characteristics associated with El Niño. *Journal of Physical Oceanography*, 6, 130-138.
- NICHOLLS N. 1988. El Niño/Southern Oscillation and rainfall variability. *Journal of Climate*, 1, 419-421.
- NICHOLLS N. 1989. Sea surface temperatures and Australian winter rainfall, *Journal of Climate*, 2, 965-973.
- NOUVELOT J.F., LE GOULVEN P., POURRUT P. 1994. Analyse statistique et régionalisation des précipitations en Equateur. *In l'eau en Equateur, principaux acquis en hydroclimatologie*. ORSTOM éditions, 43-86.
- NOUVELOT J.F., POURRUT P. 1984. El Niño, phénomène océanique et atmosphérique. Importance en 1982-1983 et impact sur le littoral équatorien. *Cahier ORSTOM, série Hydrologie*, 21, 1, 39-65.
- NOUVELOT J.F., POURRUT P. 1994. Anomalies et phénomènes climatiques extrêmes. *In l'eau en Equateur, principaux acquis en hydroclimatologie*. ORSTOM éditions, 87-98.
- PERROTET T., MEISCH L., BURCH S., DOYLE S., DEMPSEY M., RACHWIECKI R., WAGENHAUSER B., GIL E., LAWRIE E., 1995. Le grand guide de l'Equateur. *Gallimard*, 328 p.
- PHILANDER S. 1989. El Niño and la Niña. *American Scientist*, 77, 451-459.
- PHILANDER S. 1990. El Niño, la Niña, and the Southern Oscillation. *International Geographics Series*, 46, 283 p.
- PHILLIBERT C. 1983. Les raisons d'une année tempétueuse. El Niño, l'enfant du diable. *Géo*, 57, 12-34.
- POURRUT P. 1994a. L'Equateur, éléments composites d'information générale. *In l'eau en Equateur, principaux acquis en hydroclimatologie*. ORSTOM éditions, 11-15.

- POURRUT P. 1994c. Climat de l'Equateur. *In l'eau en Equateur, principaux acquis en hydroclimatologie*. ORSTOM éditions, 30-42.
- PRONAREG. 1978. Elementos basicos para la planificación de los recursos hidricos en el Ecuador. *MAG-ORSTOM*, 64 p.
- QUINN W. 1993. The large-scale ENSO event, the El Niño and other regional features. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 22, 1, 13-34.
- QUINN W., BURT W. 1970. Prediction of abnormally heavy precipitation over the Equatorial Pacific dry zone. *J. Appl. Met.*, 6:20-27.
- QUINN W., NEAL V. 1983. Long-term variations in the Southern Oscillation, El Niño and the Chilean subtropical rainfall, *Fish. Bull.*, 81, 363-374.
- QUINN W., NEAL V., ANTUNEZ de MAYOLO S. 1987. El Niño occurrences over the past four and a half centuries. *J. Geophys. Res.*, 92, 14449-14461.
- QUINN W., ZOPF D. SHORT K., KUO YANG R. 1978. Historical trends and statistics of the Southern Oscillation, El Niño, and Indonesian droughts. *Fish. Bull.*, 76, 663-678.
- QUIROZ R. 1983. The climate of the "El Niño" winter of 1982-1983, a season of extraordinary climatic anomalies. *Monthly Weather Review*, 3, 1685-1697.
- RASMUSSEN E., CARPENTER T. 1982. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/ El Niño. *Monthly Weather Review*, 110, 354-384.
- RASMUSSEN E., CARPENTER T. 1983. The relationships between eastern equatorial Pacific sea surface temperatures and rainfall over India and Sri Lanka. *Monthly Weather Review*, 111, 517-528.
- REDMOND K., KOCH R. 1991. Surface climate and streamflow variability in the western United States and their relationship to large-scale circulation indices, *Water Resource Research*, 27(9), 2381-2399.
- RICHEY J., NOBRE C., DESER C. 1989. Amazon river discharge and climate variability : 1903-1985. *Science*, 246, 101-103
- ROGERS J. 1988. Precipitation variability over the Caribbean and tropical Americas associated with the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 1, 172-182.
- ROPELEWSKI C., HALPERT M. 1986. North American precipitation and temperature patterns associated with the El Niño Southern Oscillation (ENSO). *Monthly Weather Review*, 114, 2352-2362.
- ROPELEWSKI C., HALPERT M. 1987. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115, 1606-1626.
- ROPELEWSKI C., HALPERT M. 1989. Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 2, 268-284.
- ROPELEWSKI C., HALPERT M. 1996. Quantifying southern oscillation - precipitation relationships. *Journal of Climate*, 9, 1043-1059.
- ROPELEWSKI C., JONES P. 1987. An extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation Index. *Monthly Weather Review*, 115, 2161-2165.
- ROSSEL F., LOPEZ I., MOLINA J., VACA A., 1995a. Estaciones hidrologicas, Cuenca del Paute. *Serie INSEQ.*, 11, 74 p.
- ROSSEL F., LOPEZ I., MOLINA J., VACA A., 1995b. Estaciones meteorologicas, Cuenca del Paute. *Serie INSEQ.*, 10, 44p.

- ROSSEL F., CADIER E., GOMEZ G. 1996a. Las inundaciones en la zona costera ecuatoriana : causas, obras de protección existentes y previstas. à paraître *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 25, 3, 399-420.
- ROSSEL F., LE GOULVEN P., CADIER E. 1997a. Limits of ENSO influence on annual rainfalls in north-west of South America. Submitted to *Journal of Climate*, 11p., 5 figures.
- ROSSEL F., LE GOULVEN P., CADIER E. 1997b. Répartition spatiale dell'influence de l'ENSO sur les précipitations annuelles de l'Equateur. Soumis à la *Revue des Sciences de l'Eau*, 13p., 7 figures.
- ROSSEL F., SEMIOND H., CLAIRET S. 1995c. Régionalisation de la pluviométrie annuelle de l'Equateur pour l'étude de l'impact de l'ENSO sur les régimes pluviométriques. *ORSTOM - INAMHI*, 56 p.
- ROSSEL F., SEMIOND H., CLAIRET S., GOMEZ G. 1996b. Regionalización de la pluviometría anual del Ecuador para el estudio del impacto del ENSO en los regímenes pluviométricos. *Série INSEQ*, 2, 51 p.
- RAURA X., ZEBROWSKI E. 1996. Estudio preliminar de los estiajes en las cuencas de los rios Paute y Guayas. *Série INSEQ*, 1, 51 p.
- RUTLLANT J., FUENZALIDA H. 1991. Synoptic Aspects of the Central Chile Rainfall variability associated with the southern oscillation. *International journal of climatology*. 11, 63-76.
- SALAZAR E. 1996. Les premiers habitants de l'Equateur. *Dossiers d'Archéologie*, 214, 26-33.
- SALVADOR LARA J. 1996. Brève histoire de l'archéologie. *Dossiers d'Archéologie*, 214, 16-25.
- SCHOENHERR T., NICHOLSON S. 1989. The relationship between California rainfall and ENSO events. *Journal of Climate*, 2, 1258-1269.
- SCIENTIFIC COMMITTEE ON OCEANIC RESEARCH (SCOR). 1983. Working Group 55, Prédiction of "El Niño". In *SCOR Proceedings*, Paris, 19, 47-51.
- SEMIOND H. 1995. Régionalisation et étude de l'influence de l'ENSO sur les régimes hydrologiques continentaux. *Rapport de stage de fin d'étude, Ecole de Géologie de Nancy*, 50p.
- SIMPSON H., CANE M., HERCZEG A., ZEBIAK S., SIMPSON J. 1993b. Annual river discharge in southeastern Australia related to El Nino-Southern Oscillation forecasts of sea surface temperatures. *Water Resources Research*, 29, 11, 3671-3680.
- SIMPSON H., CANE M., LIN S., ZEBIAK S., HERCZEG A. 1993a. Forecasting annual discharge of River Murray, Australia from a geophysical model of ENSO, *Journal of Climate*, 6, 386-390.
- STONE R., GRAEME L., TORBEN M., 1996. Prediction of global rainfall probabilities using phases of the Southern Oscillation Index. *Nature*, 384, 252-255.
- TAPLEY T., WAYLEN P. 1990. Spatial variability of annual precipitation and ENSO events in western Peru. *Hydrological Sciences Journal*, 35, 4, 429-446.
- TRENBERTH K. 1984. Signal versus noise in the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 112, 326-332.

- TRENBERTH K., BRANSTATOR G. 1992. Issues in establishing causes of the 1988 drought over North America. *Journal of Climate*, 5, 159-172.
- TRENBERTH K., SHEA D. 1987. On the evolution of the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115, 3078-3096.
- TRYSTAM F. 1993. Le procès des étoiles. *Payot/Voyageurs*, 286p.
- VAN LOON H., MADDEN R. 1981. The southern oscillation. Part I : Global association with pressure and temperature in northern winter. *Monthly Weather Review*, 109, 1150-1162.
- VAN LOON H., SHEA D. 1985. The southern oscillation. Part IV : The precursors south of 15°S to the extremes of the oscillation. *Monthly Weather Review*, 113, 2063-2074.
- WAYLEN P., CAVIEDES C. 1986b. Flood frequency analysis of the Piura River, Peru. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, 35, 2-4.
- WAYLEN P., CAVIEDES C. 1986a. El Niño and annual floods on the north Peruvian litoral, *Journal of hydrology*, 89, 141-156.
- WAYLEN P., QUESADA M., CAVIEDES C. 1994. The effects of El Niño-Southern Oscillation on precepitation in San José, Costa Rica. *International Journal of Climatology*, 14, 559-568.
- WRIGHT P. 1984. Relationships between indices of the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 112, 1913-1919.
- WRIGHT P. 1989. Homogenized long-period Southern Oscillation Indices. *International Journal of Climatology*, 9, 33-54.
- WRIGHT P. 1977. The Southern Oscillation- Patterns and mechanisms of the teleconnections and persistence, *Hawaii Inst. Geophys*, HIG-77-13, 1-107.
- WOODMAN R. 1985. Recurrencia del fenómeno El Niño con intensidad comparable a la del Niño 1982-1983. In *Paleo-ENSO Records international symposium Extended Abstracts* (Ortlieb & Macharé, eds.), Lima, ORSTOM/CONCYTEC, 301-333.
- WYRTKI K. 1975. El Niño: The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 572-584.
- WYRTKI K. 1979. El Niño. *La Recherche* 106, 10, 1212-1220.
- WYRTKI K., STROUP E., PATZERT W., WILLIAMS R., QUINN W. 1976. Predicting and observing El Niño. *Science*, 191, 343-346.
- ZEBROWSKI E. 1995. Etude et régionalisation des étiages des bassins du Paute et du Guayas. *Mémoire de DEA, Université de Paris VI*, 50p.

BIBLIOGRAFIA

- ACEITUNO P. 1987. On the interannual variability of South America climate and the Southern Oscillation. *University of Wisconsin-Madison*, 128 p.
- ACEITUNO P. 1989. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector, Part 2 : Upper-air circulation. *Journal of Climate*, 2, 341-355.
- ACEITUNO P. 1992. Anomalías de precipitación en Chile central con la oscilación del Sur : mecanismos asociados. In *Paleo-ENSO Records international symposium Extended Abstracts* (Ortlieb & Macharé, eds.), Lima : ORSTOM/CONCYTEC, 1-6.
- ACEITUNO P., MONTECINOS A. 1993. Análisis de la estabilidad de la relación entre la oscilación del sur y la precipitación en América del Sur. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 22, 1, 53-64.
- BARNETT T. 1981. Statistical relations between ocean/atmosphere fluctuations in the tropical Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 11, 8, 1043-1057.
- BARNETT T., LATIF M., GRAHAM N., FLUGEL M., PAZAN S., WHITE W. 1993. ENSO and ENSO-related predictability: Part 1 - Prediction of equatorial Pacific sea surface temperature with a hybrid coupled ocean-atmosphere model. *Journal of Climate*, 6, 1545-1566
- BARNSTON A., ROPELEWSKI C. 1992. Prediction of ENSO episodes using canonical correlation analysis. *Journal of Climate*, 5, 1316-1345.
- BLANDIN LANDIVAR C. 1976. El clima, sus aplicaciones y sus características en el Ecuador, *INAMHI*, publicación 20-1, 71 p.
- BLANDIN LANDIVAR C. 1979. Características del fenómeno de El Niño y la influencia de la corriente de Humbolt en las costas del Ecuador, *INAMHI*, publicación 27-1, 27 p.
- BOGIN B. 1982. Climate change and human behavior on the southwest coast of Ecuador. *Central issues in anthropology*, 4, 1, 21-31.
- CADET D. 1986. El Niño. *La Recherche*, 180, 17, 1108-1111.
- CADIER E., GIRARD G., NOUVELOT J.F., POURRUT P., TRAVAGLIO M. 1994. Estimation des écoulements de hautes eaux et analyse des relations pluies-écoulements. In *l'eau en Equateur, principaux acquis en hydroclimatologie* (ORSTOM éditions), 99-126.
- CADIER E., POURRUT P., ROCHE M. 1994. Etudes hydroclimatologiques : cadre, chronique et aspects méthodologiques succincts. In *l'eau en Equateur, principaux acquis en hydroclimatologie* (ORSTOM éditions), 16-22.
- CADIER E., ROSSEL F., GOMEZ G. 1995. Se puede prever las anomalías climáticas en la costa Ecuatorina ? In *artigos selecionados do XI Simposio Brasileiro de Recursos Hidricos, ABRH Publicações*, 1, 57-61.
- CARRILLO C. 1889. Hidrografía oceánica. Las corrientes oceánicas y estudios de la corriente peruana. *Sociedad Geográfica*, 37p.
- CAVIEDES C. 1981. Rainfall in South America. Seasonal trends and spatial correlations. *Erdkunde*, 35, 107-118.
- CAVIEDES C. 1989. The anomalous climate of south american in 1988. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, 52, 1-5.
- CAVIEDES C. 1983. On the genetic linkages of precipitation in South America. In *Fortschritte landschaftsokologischer und klimatologischer in den Tropen: Festschrift zum 60*, Freiburger Geographische Hefte, Freiburg, 55-77.

- CHAVEZ F. 1986. The legitimate El Niño current. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, 34, 1
- CUNNANE C. 1985. Factors affecting choice of distribution for flood series. *Hydrological Sciences Journal*, 30:23-37.
- DESBOIS M. 1983 : Une année d'anomalies climatiques. *La Recherche* 150, 14, 1588-1590.
- DESER C., WALLACE J. 1990. Large-scale atmospheric circulation features of warm and cold episodes in the tropical Pacific. *Journal of Climate*, 3, 1254-1281.
- DROSDOWSKY W. 1994. Analog (nonlinear) forecasts of the southern oscillation index time series. *Weather and Forecasting, American Meteorological Society*, 9, 1, 78-84.
- FRANCOU B., RIBSTEIN P., SEMIOND H. 1995. Balances glaciares y clima en Bolivia y Peru, impacto de los ENSO. In *Paleo-ENSO Records international symposium Extended Abstracts* (Ortlieb & Macharé, eds.), Lima, ORSTOM/CONCYTEC, 197-206.
- GHIL M., KIMOTO M., NEELIN J. 1991. Nonlinear dynamics and predictability in the atmospheric sciences. *Reviews of Geophysics, Supplements april 1991*, 46-55.
- GOLDBERG R., TISNADO G., SCOFIELD R. 1987. Characteristics extreme rainfall events in northwestern Peru during the 1982-1983 El Niño period. *Journal of Geophysical Research*, 92, C13, 14225-14241.
- HASTENRATH S. 1976. Variations in low-latitude circulation and extreme climatic events in the tropical Americas. *Journal of Atmospheric Science*, 33, 202-215.
- HASTENRATH S. 1986. On climate prediction in the tropics. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 67, 696-702.
- HASTENRATH S. 1990c. Tropical climate prediction in the tropics: A progress report 1985-90. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 71, 819-825.
- HASTENRATH S. 1990d. The relationship of highly reflective clouds to tropical climate anomalies. *Journal of Climate*, 3, 353-365.
- HSU C., WALLACE J. 1976. The global distribution of the annual and semiannual cycles in precipitation. *Monthly Weather Review*, 104, 1093-1101.
- HUBERT P. 1993. Change points in meteorological time series. *International Conference on applications of time series analysis in astronomy and meteorology*, Universita di Padova, Italy, 8 p.
- KAROLY D. 1989. Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño Southern oscillation events, *Journal of Climate*, 2, 1239-1252.
- KITE G. 1989. Use of time series analysis to detect climatic change. *Journal of Hydrology*, 111, 259-279.
- KOUSKY V., KAGANO M., 1994. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250 mb circulation for the South American sector. *Journal of Climate*, 7, 7, 1131-1143.
- LAURO GOMEZ V. 1970. Analisis de la circulación ecuatorial en la costa Sudamericana del Pacifico en relación con su regimen pluviométrico, INAMHI, publicacion 7, 71p.
- LE GOULVEN P., GARCIA R. 1984. Estudio regional integrado del altiplano Cundiboyacense, Anexo pluviométrico. IGAC-ORSTOM, 850 p.
- LEYTHAM M. 1984. Maximum likelihood estimates for the parameters of mixture distributions. *Water Resource Research*, 20, 896-903.
- LIVEZEY R., CHEN W. 1983. Statistical field significance and its determination by Monte Carlo techniques. *Monthly Weather Review*, 111, 46-59.
- LOWERY M., NASH J. 1970. A comparison of methods of fitting the double exponential distribution. *Journal of hydrology*, 10:259-275.

- MUGICA R. 1995. La lluvia en el departamento de Piura en 1983 y su relación con otras variables. *In Paleo-ENSO Records international symposium Extended Abstracts* (Ortlieb & Macharé, eds.), Lima, ORSTOM/CONCYTEC, 511-519.
- NOUVELOT J.F. Normas pluviométricas propuestas para el Ecuador, *ORSTOM/PRONAREG*, 63 p
- ORTLIEB L., MACHARE J. 1993. Former El Niño events : records from western South America. *Global and Planetary Change*, 7, 181-202.
- PHILANDER S. 1985. El Niño and La Niña. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42, 23, 2652-2662.
- POURRUT P. 1993. L'effet ENSO sur les précipitations et les écoulements au XX^{eme} siècle, Exemple de l'Equateur. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 22, 1, 85-98.
- POURRUT P. 1994b. Facteurs conditionnels des régimes climatiques et hydrologiques. *In l'eau en Equateur, principaux acquis en hydroclimatologie*. ORSTOM éditions, 23-29.
- POURRUT P. 1994d. Caractéristiques hydrografiques et régimes hydrologiques. *In l'eau en Equateur, principaux acquis en hydroclimatologie*. ORSTOM éditions, 127-136.
- QUIROZ R. 1983a. Relationships among the stratospheric and tropospheric zonal flows and the southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 3, 143-154.
- QUISPE J. 1995. Alteraciones de la estructura térmica del mar frente a las costas del Perú durante el fenómeno "El Niño" 1982-83. *In Paleo-ENSO Records international symposium Extended Abstracts* (Ortlieb & Macharé, eds.), Lima, ORSTOM/CONCYTEC, 206-227.
- RAMAGE C. 1977. Sea surface temperature and local weather. *Monthly Weather Review*, 105, 540-544.
- RAMAGE C., HORI A. 1981. Meteorological aspects of El Niño. *Monthly Weather Review*, 109, 1827-1835.
- RASMUSSEN E., WALLACE J. 1983. Meteorological aspects of the El Niño/Southern Oscillation. *Science*, 222, 1195-1202.
- SOLDI H. 1995. Variación del nivel medio del mar durante el fenómeno de "El Niño" 1982-1983. *In Paleo-ENSO Records international symposium Extended Abstracts* (Ortlieb & Macharé, eds.), Lima, ORSTOM/CONCYTEC, 166-177.
- STEDINGER J. 1980. Fitting log normal distributions to hydrologic data, *Water Resource Research*, 16, 481-490.
- WHETTON P., ADAMSON D., WILLIAMS M. 1990. Rainfall and river flow variability in Africa, Australia and East-Asia linked to El Niño-Southern Oscillation events. *Geol. Soc. Aust. Symp. Proc.*, 1, 71-82.
- WRIGHT P., WALLACE J., MITCHELL T., DESER C. 1988. Correlation structure of the El Niño / Southern Oscillation phenomenon. *Journal of Climate*, 1, 609-625.
- ZEBIAK S., CANE M. 1987. A model of EL Niño Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115, 2262-2278.
- ZUTA S. 1988. Variations of the mass field and currents off the Peru coast. *Time Series of Ocean Measurements, Unesco*, 4, 55-75.
- ZUTA S., FARFAN M., MORON O. 1995. Fluctuaciones de la TSM y SSM durante el evento El Niño 1982-83. *In Paleo-ENSO Records international symposium Extended Abstracts* (Ortlieb & Macharé, eds.), Lima, ORSTOM/CONCYTEC, 57-95.