

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada



**CARACTERIZACION DE LA PRECIPITACION EN
EL NORTE DE BAJA CALIFORNIA**

**TESIS
MAESTRIA EN CIENCIAS**

JUAN CARLOS CAMPOS MARTINEZ

Ensenada, Baja Cfa., Mexico.

Agosto de 1999.

TESIS DEFENDIDA POR
Juan Carlos Campos Martínez
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ



Dr- Edgar Gerardo Pavía López

Director del Comité



Dr. Antoine Badan Dagon

Miembro del Comité



Dr. Julio Candela Pérez

Miembro del Comité



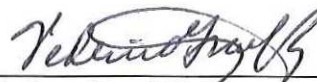
Dr. Marcial Leonardo Lizárraga Partida

Miembro del Comité



Dr. Silvio Guido Marinone Moschetto

*Jefe del Departamento de
Oceanografía Física*



Dr. Federico Graef Ziehl

Director de Estudios de Posgrado

2 de diciembre de 1999

CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA

DIVISIÓN DE OCEANOLOGÍA
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFÍA FÍSICA

CARACTERIZACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN EN EL NORTE DE BAJA
CALIFORNIA

TESIS

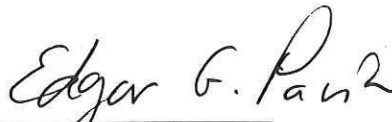
que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener
el grado de MAESTRO EN CIENCIAS presenta:

JUAN CARLOS CAMPOS MARTÍNEZ
Ensenada, Baja California, México. Agosto de 1999.

RESUMEN de la tesis de Juan Carlos Campos Martínez, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en OCEANOGRAFÍA FÍSICA. Ensenada, Baja California, México. Agosto de 1999.

CARACTERIZACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN EN EL NORTE DE BAJA CALIFORNIA.

Resumen aprobado por:


Dr. Edgar G. Pavía.
Director de tesis

La precipitación en el norte de Baja California posee un marcado régimen invernal, sin embargo este régimen se ve alterado año con año por variabilidades de diversas frecuencias.

Por otro lado, los efectos de El Niño Oscilación del Sur (ENOS) en las regiones extratropicales han sido muy investigados en los últimos años dentro de la comunidad científica.

Estudios recientes muestran que el fenómeno ENOS representa una señal importante dentro de la variabilidad interanual de la precipitación en la región. Sin embargo existen discrepancias en cuanto a las conclusiones a que se han llegado en diferentes trabajos, ya que algunos muestran resultados incluso contrapuestos en relación a los efectos del ENOS en la precipitación de la región. En el presente trabajo se realiza un extenso análisis de correlación entre la precipitación en algunas estaciones de la región y el ENOS con el objetivo de investigar la influencia de éste en la precipitación, es decir, se determina la región de máxima influencia para posteriormente ser aplicado el resultado a la elaboración de un pronóstico secundario de precipitación. Se usaron datos de precipitación mensual total para un total de 29 estaciones distribuidas en el norte de Baja California y sur de California y se realiza un análisis de correlación con los diferentes índices que definen a un evento ENOS, con la finalidad de determinar la relación de este evento en la configuración de la precipitación en la región de estudio a escalas de tiempo interanuales.

ABSTRACT of the thesis of Juan Carlos Campos Martínez, presented as partial requirement to obtain the degree of MASTER OF SCIENCE in PHYSICAL OCEANOGRAPHY. Ensenada, Baja California, México. August 1999.

Precipitation in the northern of Baja California has a noticeable winter regime, nevertheless, this regime is altered year with year by variabilities of diverse frequencies.

On the other hand, the El Niño-Southern Oscillation phenomenon (ENSO) effects in the extratropical regions have been very well investigated by the scientific community.

Recent studies show that the ENSO phenomenon represents an important signal within the interannual variability of the precipitation in the region. Nevertheless discrepancies as far as the conclusions exist to which have been arrived in different works, since some even show results opposed in relation to the effects of the ENSO in the precipitation in the region. In the present work an extensive analysis of correlation between the precipitation in some stations on the region and the ENSO phenomenon are performed, with the objective to investigate that paper carries out this one on the precipitation in the region, that is to say, the region of maximum influence is determined to be able to apply the results obtained to the elaboration of a secondary forecast of precipitation. Data of monthly accumulated precipitation were used for a total of 29 stations along from north of Baja California to southern California, and an analysis of correlation with the different ENSO indices is carried out that characterize an ENSO event with the purpose of determining the relationship of this event in the precipitation pattern in the region of study to interannual timescales.

DEDICATORIA

Quiero dedicar este trabajo a mis papás y hermanos: Los quiero mucho a todos.

AGRADECIMIENTOS

A mi director de tesis, Dr. Edgar Pavía, por su gran apoyo y paciencia durante todo este tiempo.

A los miembros del comité de tesis, Drs. Antonio Badán, Julio Candela y Leo Lizárraga, por sus sugerencias y comentarios que enriquecieron este trabajo.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por su apoyo económico.

A todo el departamento de Oceanografía Física del CICESE.

Un sincero agradecimiento a todos mis compañeros y amigos del CICESE, en especial a Jorge, Mike, Gerardo, Federico, Orzo, Bety, Emanuel, Rolo, Ana, Ana Abascal, Lucia, Gaby, Fátima Gilberto, Omar, David, Rosy, Jesus, Elsa, Oscar, Carmen, Juan Carlos Leal, Temo, Luis Plata, Yoyo, Orlando, Juan Aranda, Josefina, Javier, Rafael, Emilio Palacios, Emilio Beier, Rigo y Héctor.

Índice General

I	Introducción	1
I.1	Motivación	1
I.2	La lluvia en el noroeste de Baja California.	4
I.3	El Niño - La Oscilación del Sur.	14
I.4	Climatología del Pacífico Norte	17
II	Métodos Estadísticos.	28
II.1	Indices.	30
II.2	Predicción	33
III	Resultados	34
III.1	Ajuste.	34
IV	Discusión y Conclusiones	35
V	Literatura citada	41

Índice de Figuras

1	Localización de las 29 estaciones utilizadas (*), la mayoría se encuentran ubicadas a lo largo de la costa desde los 28°N a los 38°N.	5
2	Precipitación total anual.	6
3	Precipitación total para el verano (junio-septiembre). Se pueden notar los máximos sobre las sierras más elevadas.	7
4	Precipitación total para la temporada invernal (diciembre-marzo). . . .	9
5	Climatología de la precipitación para algunas estaciones representativas de la región.	10
6	Correlación del IOS con los índices de precipitación de las estaciones. . .	13
7	Diagrama de dispersión entre el IOS versus la precipitación total anual en Ensenada. En el eje x se muestra el IOS, diferenciándose los eventos El Niño y La Niña a ambos lados del cero. El eje y representa la precipitación. Cada punto indica un año de registro (1951-1997).	16
8	Generalmente las temperaturas más elevadas en superficie coinciden con las temperaturas superficiales del mar más elevadas, modificando estas últimas el gradiente térmico atmosférico ecuador-polos. En esta figura se observa cómo este gradiente regula la intensidad y posición de la corriente de chorro del Pacífico intensificándola en invierno y debilitándola en verano. [Tomado del <i>Climate Prediction Center, NOAA</i> (1997)]. . . .	19
9	La línea punteada muestra los cambios estacionales en la temperatura superficial del mar. La línea continua es el promedio de las anomalías de los eventos El Niño 1951, 1953, 1957, 1963, 1965, 1969 y 1972. En la parte central del gráfico se muestran las curvas obtenidas durante los eventos El Niño, a la izquierda un año previo a dichos eventos y a la derecha un año posterior. Es muy notorio el acoplamiento entre ambas curvas. [Tomado de Rasmusson y Carpenter (1982)].	21
10	Anomalía de la función de corriente a 200 mb para el evento El Niño 1982-1983. El intervalo de los contornos es $10^7 m^2/s$. Es notorio el flujo hacia el oeste alrededor de los 30°N. [Tomado de Arkin (1983)].	22

11	Anomalías de alturas geopotenciales en el nivel de 700 mb durante la fase positiva del patrón PN.[Tomado del <i>Climate Prediction Center, NOAA</i> (1998)].	25
12	Distribución del cuadripolo que forman las anomalías de altura geopotencial durante la fase positiva del patrón PNA. [Tomado del <i>Climate Prediction Center (1998)</i>].	26
13	Ajuste lineal entre el IOS y el índice de precipitación en la zona de máxima influencia (ambos renormalizados).	32
14	Correlaciones entre Ensenada y el resto de las estaciones.	36
15	Comparación entre los índices de precipitación en Ensenada y el IOS agrupados y renormalizados. El IOS se muestra en línea discontinua roja y el de precipitación en azul.	37

Índice de Tablas

I	Localización de las estaciones utilizadas	3
II	Medias, desviaciones estandar y máxima mensuales de precipitación para algunas estaciones típicas de la región de estudio en milímetros (período 1951-1997).	4
III	Correlaciones entre diferentes índices ENOS e índices de la lluvia en algunas de las estaciones usadas.	12
IV	Correlaciones entre los índices de Radiación de Onda Larga (ROL), Patrón Pacífico -Norteamérica (PNA) y Patrón Pacífico del Norte (NP) y la lluvia en algunas de las estaciones usadas.	23

CARACTERIZACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN EN EL NORTE DE BAJA CALIFORNIA

I Introducción

I.1 Motivación

El extremo noroeste de Baja California, México y el suroeste de California, EEUU (de aquí en adelante Región Mediterránea de las Californias o RMC, por presentar un clima parecido al de la región mediterránea), poseen un marcado régimen invernal de precipitación (Bailey 1966, Rojo 1985). La mayor precipitación en la RMC se registra entre octubre y abril, obteniéndose los máximos mensuales en los meses de enero y marzo. Sin embargo esta distribución general se ve alterado año con año por la influencia de las condiciones ambientales a escala global. En particular, el fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) ha sido relacionado a las anomalías de la precipitación anual de la región (Schoner y Nicholson 1989, Cayan y Peterson 1989, Cayan y Webb 1992, Redmond y Cayan 1994).

Por lo anterior y por otros aspectos de similar importancia, en los últimos años se han dedicado grandes esfuerzos para estudiar el fenómeno ENOS. Se han desarrollado proyectos mundiales como el TOGA (*Tropical Ocean and Global Atmosphere*) y el PACLIM (*Pacific Climate*), cuyos resultados revelan que el ENOS comprende múltiples procesos de compleja interacción. Estos procesos han sido relacionados a alteraciones en los patrones de circulación oceánica y atmosférica a nivel mundial, los cuales a su vez causan anomalías climáticas significativas en la precipitación y en las temperaturas de varias regiones del planeta. Algunos análisis de la circulación atmosférica revelan correlaciones significativas entre los flujos de localidades remotas. A estas correlaciones en las frecuencias bajas se les conoce como teleconexiones, por relacionar fenómenos separados por distancias muy grandes.

Los estudios independientes realizados con diferentes tipos de datos (Rojo 1985, Livezey y Mo 1987, Redmon y Cayan 1994, Mo y Higgins 1998a, Pavía y Badán 1998, Smith *et. al.* 1998), muestran que existe una teleconexión importante entre la precipitación en la RMC y el fenómeno ENOS.

En la actualidad la mayor parte de los trabajos que se han realizado acerca de la precipitación en la RMC y su relación con el fenómeno ENOS han arrojado diferentes resultados, incluso algunos opuestos (por ejemplo: Mo y Higgins 1998b, comparado con Smith *et. al.* 1998).

En este trabajo se aplica un análisis de correlación semejante al usado por Pavía y Badán (1998) utilizando los principales índices del ENOS, que se obtienen en diferentes zonas del Pacífico Ecuatorial. Lo anterior se hace con la finalidad de determinar qué tipo de evento ENOS (regiones donde se mide la anomalía), y por lo tanto qué región del Pacífico Ecuatorial tiene la mayor influencia en la precipitación en la zona de nuestro interés.

La región de estudio se encuentra localizada entre los 28°y los 38°N y entre los 122°y 115°Oeste (W). Como se puede ver en la figura 1, es una estrecha franja costera cuyos límites naturales son al W, el océano Pacífico Nororiental y hacia el este (E), las cadenas montañosas de California y las Sierras de Juárez y de San Pedro Mártir. El análisis se aplica a un total de 29 estaciones con datos de precipitación mensual total distribuidas a lo largo de la costa. Los nombres de las estaciones y su localización se muestran en la tabla I.

Esta zona cubre importantes núcleos de población como son las ciudades de San Quintín, Ensenada, Tijuana, Mexicali, San Diego y Los Angeles y en ella se pueden distinguir tres zonas de influencia del ENOS en la región y se define como la zona de máxima influencia del ENOS a aquella que presenta correlaciones significativas mayores de 0.6.

Finalmente se aplicará a esta zona de mayor influencia una regresión lineal usando

Tabla I: Localización de las estaciones utilizadas

Estación	Latitud ($^{\circ}$ N)	Longitud ($^{\circ}$ W)
Chapala	24.40 $^{\circ}$	114.30 $^{\circ}$
Ensenada	31.85 $^{\circ}$	116.60 $^{\circ}$
San Telmo	31.00 $^{\circ}$	116.10 $^{\circ}$
San Vicente	31.30 $^{\circ}$	116.30 $^{\circ}$
El Alamo	31.60 $^{\circ}$	116.10 $^{\circ}$
La Providencia	31.40 $^{\circ}$	116.20 $^{\circ}$
El Rosario	30.10 $^{\circ}$	115.70 $^{\circ}$
Las Escobas	30.60 $^{\circ}$	115.90 $^{\circ}$
Valle de las Palmas	32.40 $^{\circ}$	116.60 $^{\circ}$
La Puerta	32.50 $^{\circ}$	116.70 $^{\circ}$
La Rumorosa	32.60 $^{\circ}$	116.10 $^{\circ}$
San Diego	32.81 $^{\circ}$	116.96 $^{\circ}$
Mexicali	32.65 $^{\circ}$	115.45 $^{\circ}$
Calexico	32.68 $^{\circ}$	115.46 $^{\circ}$
El Centro	32.76 $^{\circ}$	115.56 $^{\circ}$
Delta del Colorado	32.40 $^{\circ}$	115.20 $^{\circ}$
Col. Juárez	32.29 $^{\circ}$	115.00 $^{\circ}$
Los Angeles	33.93 $^{\circ}$	118.40 $^{\circ}$
Escondido	33.10 $^{\circ}$	117.10 $^{\circ}$
Santa Ana	33.75 $^{\circ}$	117.86 $^{\circ}$
San Francisco	37.60 $^{\circ}$	122.40 $^{\circ}$
Mojave	35.05 $^{\circ}$	118.16 $^{\circ}$
Bakersfield	35.38 $^{\circ}$	119.01 $^{\circ}$
San José	37.40 $^{\circ}$	121.90 $^{\circ}$
Santa Bárbara	34.43 $^{\circ}$	119.83 $^{\circ}$
Chula Vista	32.60 $^{\circ}$	117.10 $^{\circ}$
Fresno	36.78 $^{\circ}$	119.71 $^{\circ}$
Tijuana	32.50 $^{\circ}$	117.00 $^{\circ}$

Tabla II: Medias, desviaciones estandar y máxima mensuales de precipitación para algunas estaciones típicas de la región de estudio en milímetros (período 1951-1997).

Estación	Media	Desviación Estandar	Máxima Mensual
Ensenada	22.3	35.5	217.5
Tijuana	19.1	32.0	315.0
La Puerta	27.8	43.2	301.8
San Vicente	18.6	33.2	236.2
Las Escobas	12.2	21.8	139.0
Delta Mexicali	13.3	21.1	138.7
Col. Juárez	25.3	12.3	131.0
Valle de las Palmas	17.4	28.4	234.8
El Alamo	25.9	41.3	312.0
La Providencia	24.0	43.4	338.2
El Rosario	15.0	10.6	308.0
San Telmo	16.9	29.8	214.5
Chapala	10.8	21.5	159.0
San Diego	23.1	34.4	280.5

un índice de precipitación y un índice ENOS seleccionado siguiendo un análisis similar al propuesto por Pavía (1999). Lo anterior es con el objetivo de predecir la precipitación en la región de estudio siguiendo el procedimiento descrito en Pavía y Badán (1998).

I.2 La lluvia en el noroeste de Baja California.

En la figura 2 se puede observar que en general la precipitación en la RMC disminuye a medida que nos desplazamos hacia el S y nos alejamos de la costa. Se registran máximos de 500 mm cerca de San Francisco, California y mínimos de 50 mm en el valle de Mexicali y extremo sur de la región de estudio.

Existe una gran variabilidad de la precipitación mensual, ya que la media es menor que la desviación estandar en todas las estaciones, y la máxima mensual absoluta registrada excede la media anual (ver Tabla II).

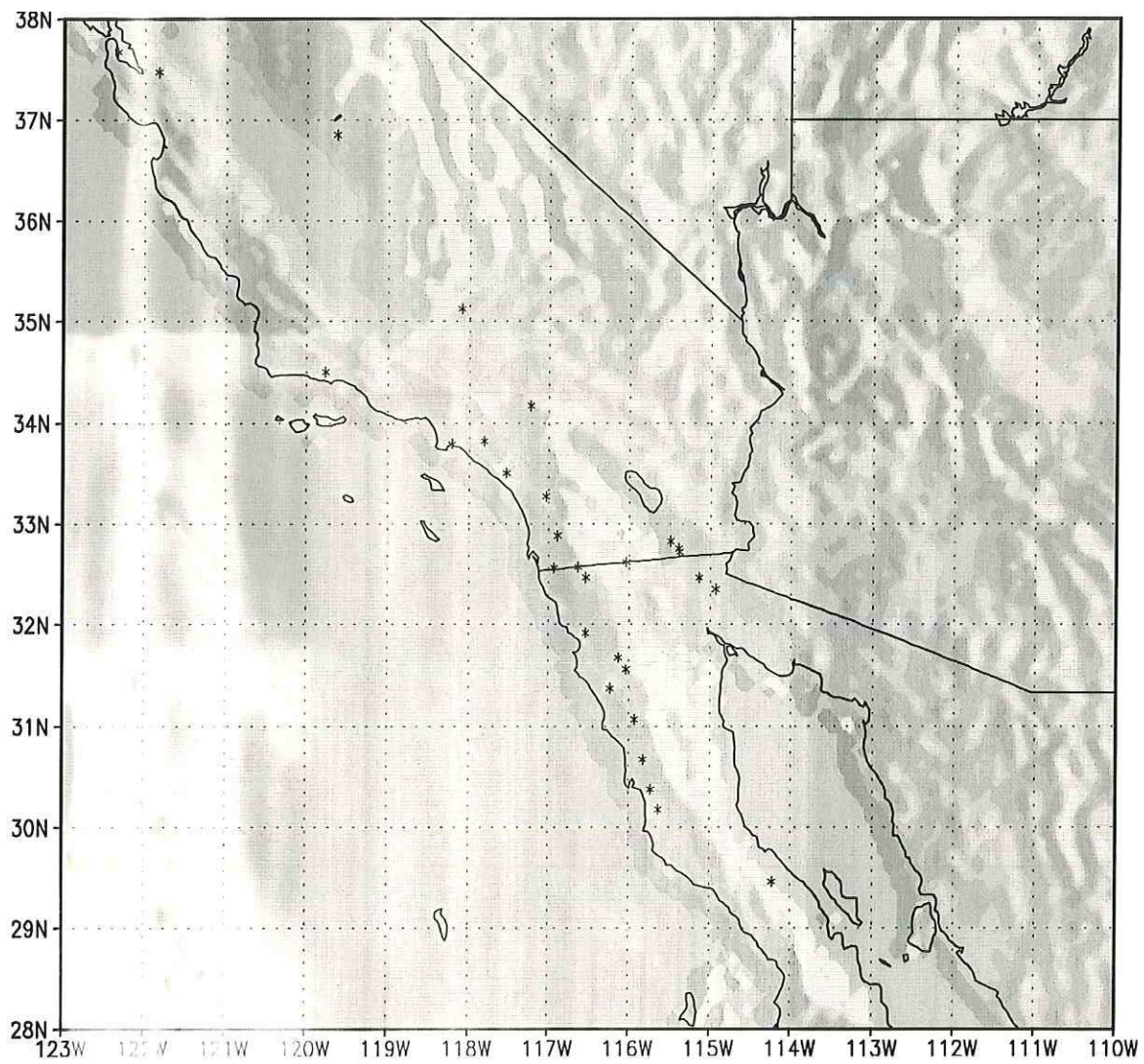


Figura 1: Localización de las 29 estaciones utilizadas (*), la mayoría se encuentran ubicadas a lo largo de la costa desde los 28°N a los 38°N.

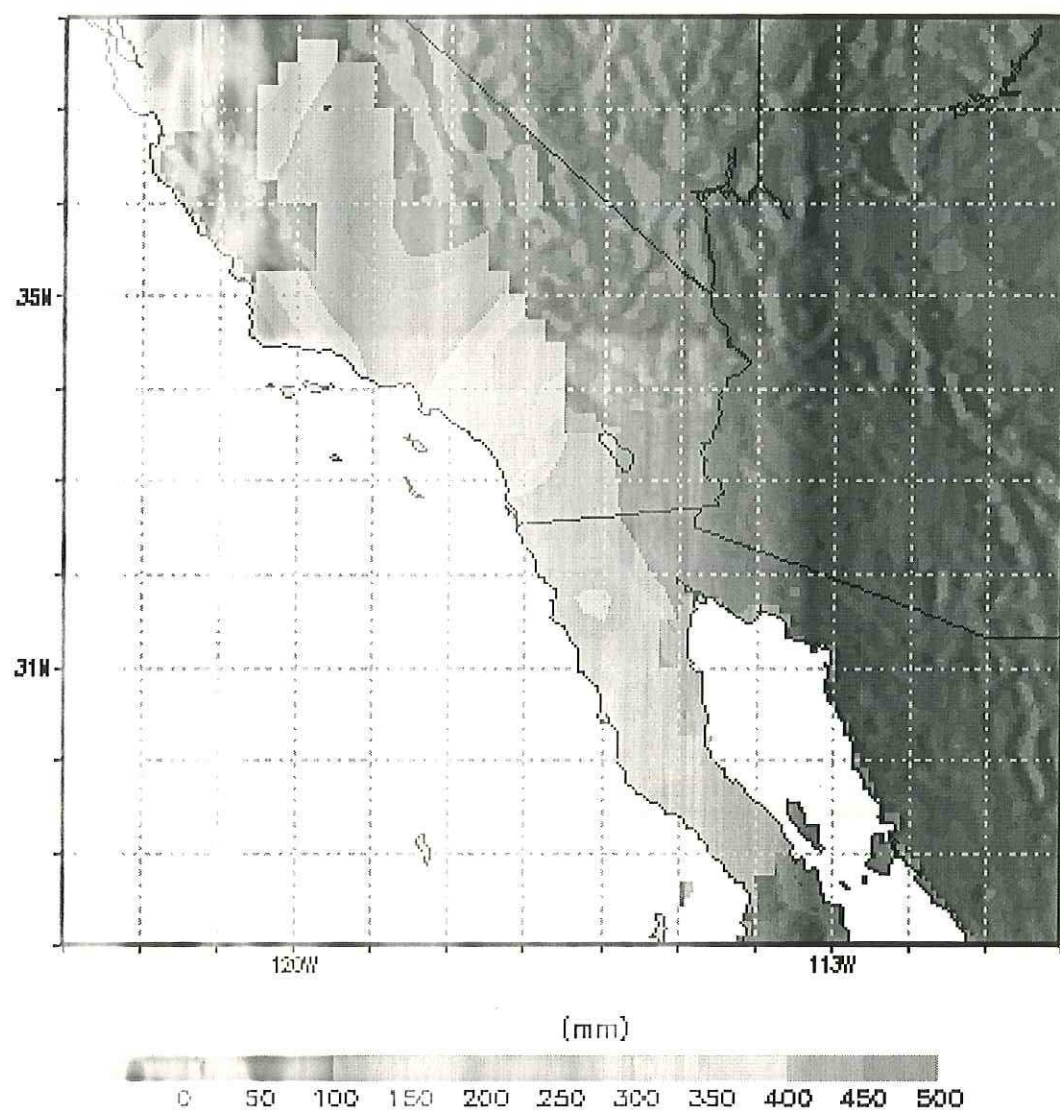


Figura 2: Precipitación total anual.

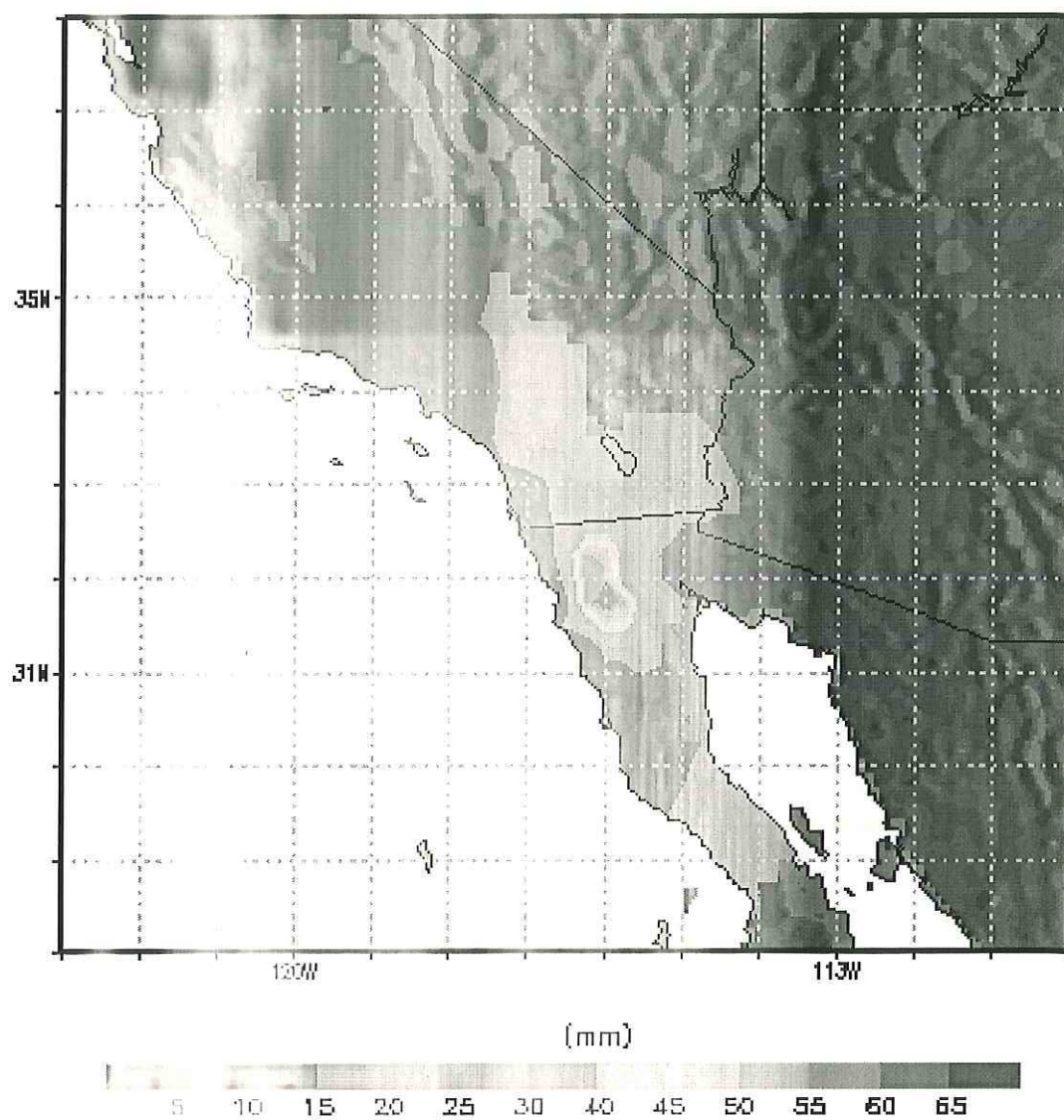


Figura 3: Precipitación total para el verano (junio-septiembre). Se pueden notar los máximos sobre las sierras más elevadas.

En las figuras 3 y 4 se graficaron contornos de precipitación para el invierno y verano. Comparando las figuras 3 y 4 podemos apreciar que el régimen de lluvias es principalmente invernal para la franja costera, haciéndose menos evidente a medida que penetramos al interior.

Dentro del régimen invernal se observaron variaciones importantes. Al obtener la climatología para cada estación se encontró que existen máximos de precipitación en enero para las estaciones localizadas sobre la costa al N de los 34°N y máximos en los meses de enero y marzo para la mayoría de las estaciones localizadas sobre la costa entre los 30° y 32°N (ver figura 5 para el caso de Ensenada), presentándose un tipo de bajo intrainvernal para éstas últimas.

El desfase temporal en los máximos de precipitación (máximos en enero para las estaciones localizadas al N y máximos en marzo para la mayoría de las estaciones localizadas al S) se debe aparentemente a que a medida que transcurre el invierno la corriente de chorro va desplazándose hacia el sur de la región, alcanzando su posición más austral en el mes de marzo, provocando la entrada de sistemas frontales a esta región (Holton, 1979).

Es importante mencionar que la zona intertropical de convergencia (ZITC), alcanza su posición más austral en este mismo mes (Philander 1991).

A medida que penetramos hacia el interior, y nos desplazamos hacia el sur de la RMC, el régimen de lluvias comienza a presentar una bimodalidad en su distribución (Walkowiak y Solana 1989), presentándose temporada lluviosa tanto en invierno como en verano, predominando sin embargo el régimen invernal. En la figura 3 podemos observar que en el verano se tiene un núcleo importante de precipitación para las zonas cercanas a las sierras más elevadas. Este máximo se extiende un poco más hacia el S, e incluye a la zona de San Pedro Mártir, sin embargo la falta de series de tiempo largas para esta zona, imposibilitó que fueran incluídas en este trabajo. Es interesante notar

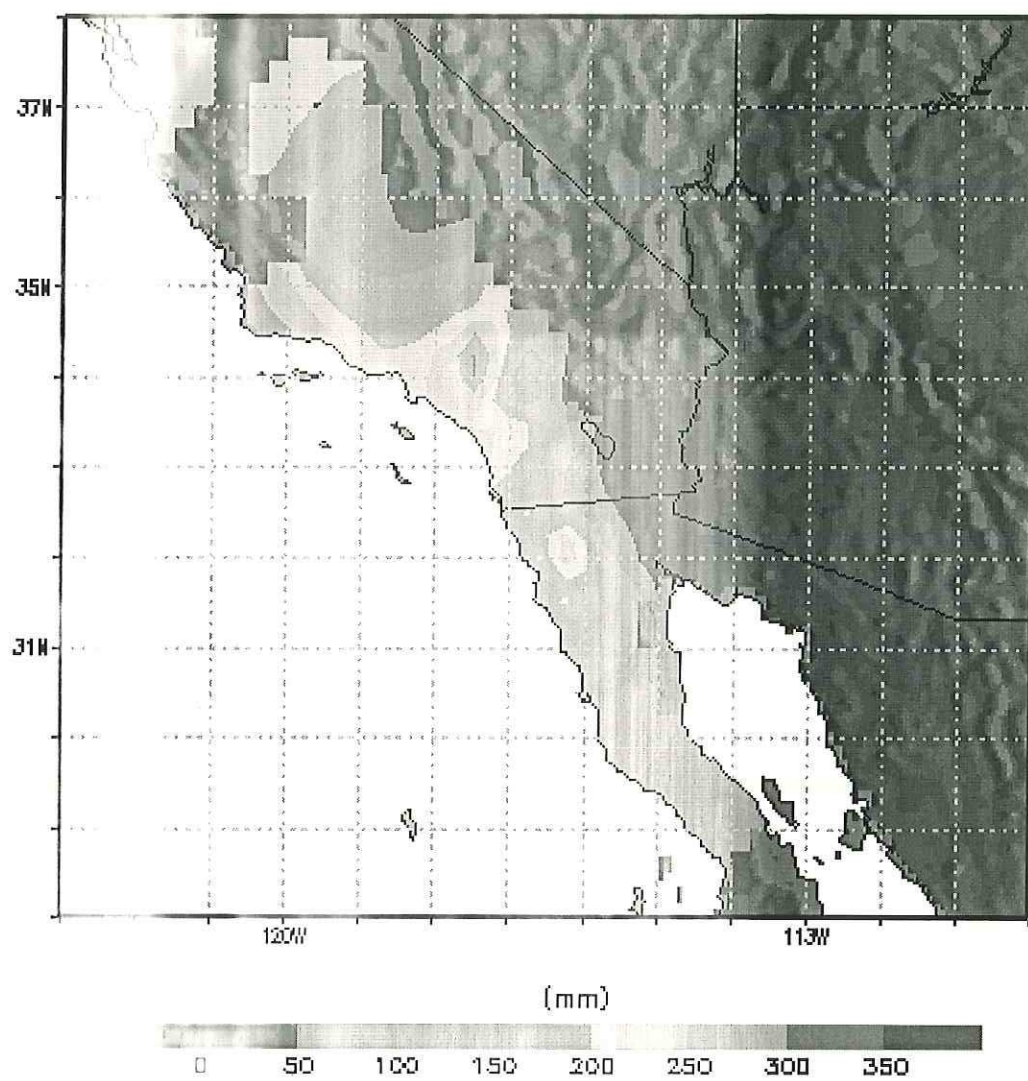


Figura 4. Precipitación total para la temporada invernal (diciembre-marzo).

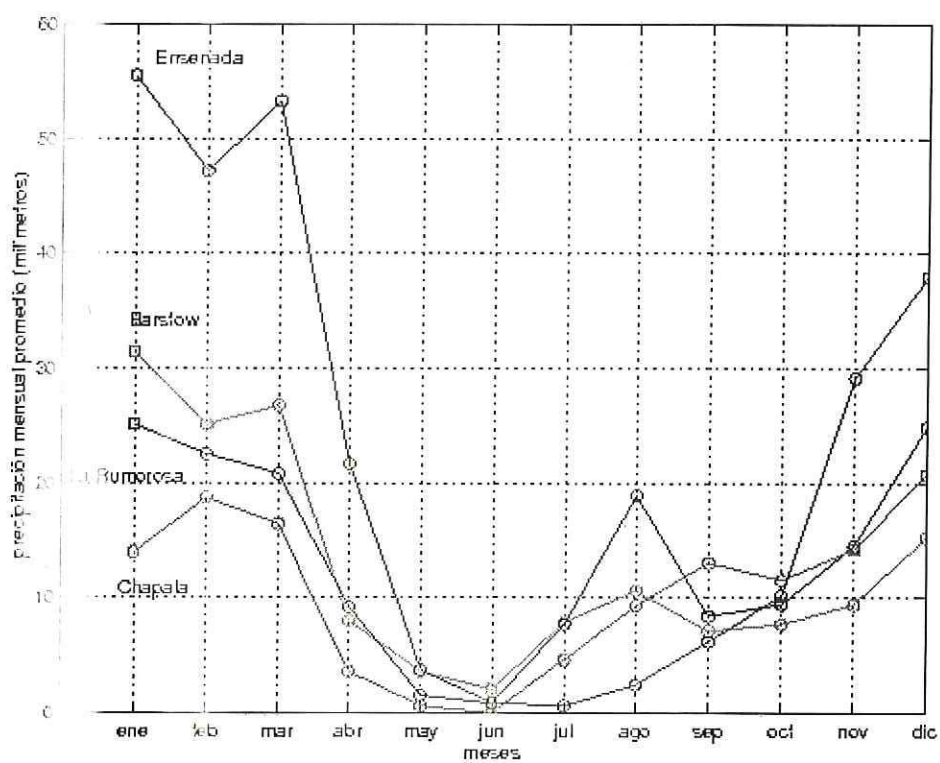


Figura 5: Climatología de la precipitación para algunas estaciones representativas de la región.

que para las estaciones localizadas sobre las sierras del N, la distribución de lluvias de verano es al inicio de este período, así por ejemplo para Barstow y La Rumorosa abarca los meses de julio a septiembre (ver figura 5). Para las estaciones situadas al S de la RMC la situación es algo diferente, aquí el régimen se presenta de agosto a octubre (ver estación Chupala).

Este desfase en el régimen de lluvias de verano entre ambas zonas se debe en parte a que la precipitación que se presenta durante el verano en las sierras del N está ligada a la convección por ascendencia orográfica favorecida por el fuerte gradiente de temperatura océano-tierra desarrollado en la estación más cálida, mientras que al S las precipitaciones de verano se deben principalmente a la entrada poco frecuente de sistemas tropicales durante los meses de actividad tropical más intensa en el Pacífico Mexicano.

En el presente trabajo se estudió la precipitación en la región y su variabilidad a escalas de tiempo interanuales. Existen trabajos en los que se encontró una relación importante entre la precipitación en la RMC y el fenómeno ENOS (Mo y Higgins 1998a, Dettinger y Gochis 1998, Pavía 1999).

En la mayoría de estos trabajos se encontró una correlación significativa entre la señal del ENOS y la lluvia en la región del sur de California, sin embargo en otros trabajos (Smith et. al. 1998) se concluye que la correlación no es muy buena; ello se debe principalmente al tipo de análisis de correlación que se realizó (i.e. si se trata de obtener la señal mensual o interanual) y qué tipo de índice de ENOS se utilizó.

En esta tesis se usaron series de tiempo de los diferentes índices de El Niño y el Índice de Oscilación del Sur (IOS) y se hicieron las correlaciones a escalas de tiempo interanuales para investigar si realmente existe una relación entre el ENOS y la variabilidad en la precipitación en la RMC.

Los resultados de las correlaciones significativas se muestran en la tabla III para algunas de las estaciones.

Tabla III: Correlaciones entre diferentes índices ENOS e índices de la lluvia en algunas de las estaciones usadas.

Estación	El Niño1+2	El Niño3	El Niño3.4	El Niño4	IOS
Ensenada	0.55	0.59	0.59	0.54	0.67
Tijuana	0.53	0.56	0.59	0.56	0.63
San Diego	0.43	0.53	0.54	0.51	0.64
San Vicente	0.48	0.51	0.55	0.51	0.61
Las Indias	0.50	0.54	0.54	0.50	0.61
Valle de las Palmas	0.51	0.59	0.57	0.50	0.65
La Bodega	0.40	0.48	0.48	0.45	0.62
La Rumorosa	0.49	0.50	0.48	0.46	0.63
Del Mar	0.45	0.43	-	-	0.47
Escondido	0.31	0.38	0.43	0.43	0.52
Los Angeles	0.34	0.34	0.38	0.37	0.53
San Juan	0.41	0.41	0.45	0.45	0.58
San Francisco	-	-	-	-	-
México	0.40	0.45	0.50	0.51	0.61
Bahía de	0.44	0.45	0.46	0.43	0.57

Las máximas correlaciones se obtuvieron con el IOS (más adelante se ofrece una explicación de este hecho) con significancias a niveles por arriba del 95%.

En la figura 6 se puede observar que las correlaciones más altas se obtuvieron en la zona entre los 31° y los 33°N. Es una estrecha franja en donde los coeficientes de correlación son mayores que 0.6, siendo la zona de mayor influencia del IOS en la precipitación. Es interesante notar que esta zona precisamente marca la transición climática entre el régimen subtropical desértico hacia el sur y el templado subhúmedo hacia el norte. La zona en donde se localizan las ciudades de Ensenada y Tijuana resulta ser, de acuerdo a las correlaciones, la mayor influenciada por el ENOS.

En la figura 7 es notorio que hacia el norte de la zona de máxima influencia los coeficientes de correlación varían más dramáticamente, teniéndose coeficientes con valores negativos en la parte NE de California y positivos en el NW, mientras que hacia el sur los coeficientes disminuyen más suavemente.

Esto tiene parte su explicación en el hecho de que hacia el sur de la zona de

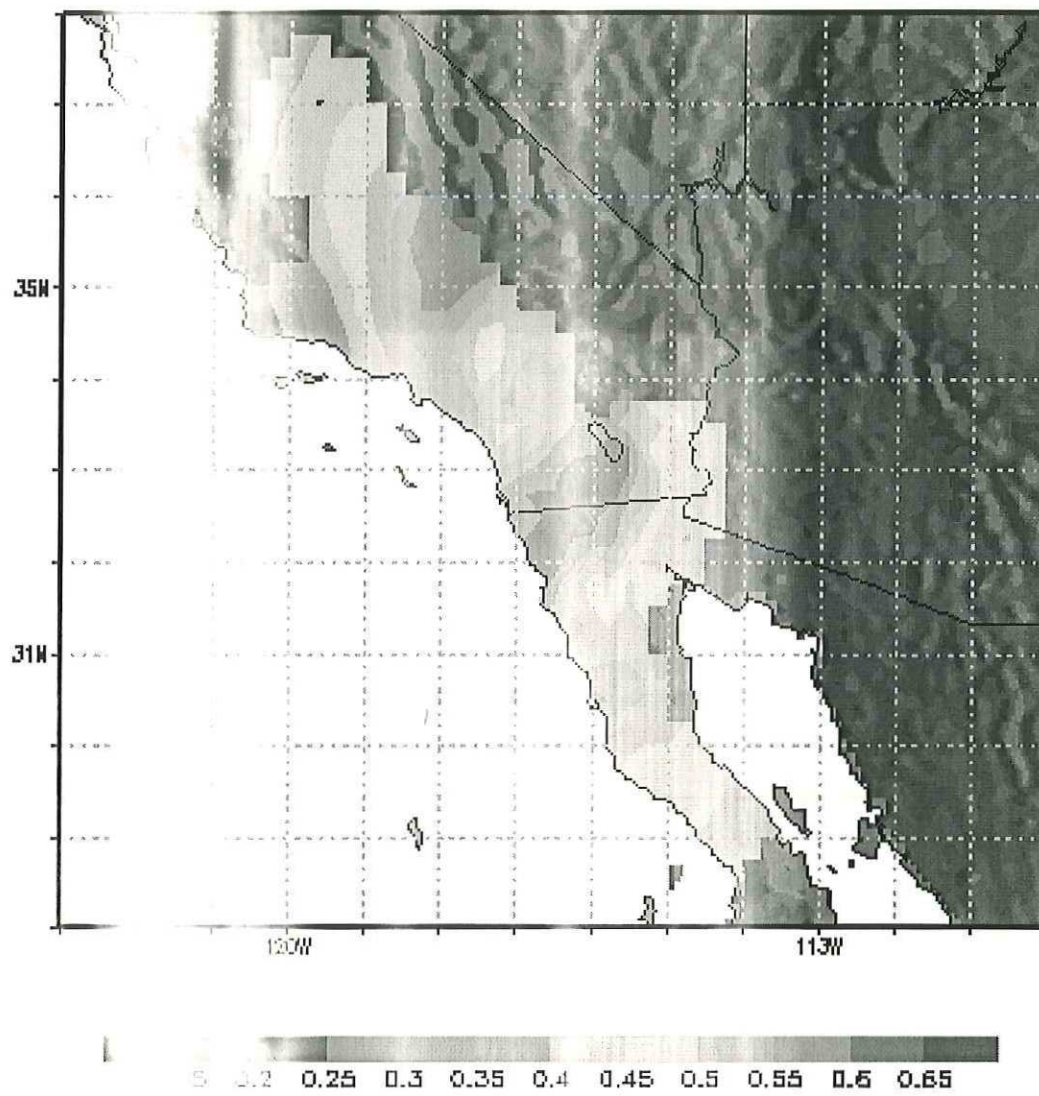


Figura Correlación del IOS con los índices de precipitación de las estaciones.

máxima intensidad la variabilidad en la precipitación está influenciada por un régimen casi exclusivamente tropical (que a escalas de variabilidad interanuales se traduce directamente en el fenómeno ENOS), mientras que hacia el norte la variabilidad se ve favorecida por regímenes propios de latitudes medias, como por ejemplo los llamados sistemas bloqueantes (Black y Dole 1992).

Debido a la alta correlación existente entre el IOS y la precipitación con las estaciones de lluvia, se procedió a aplicar la metodología de Pavía y Badán (1998) y Pavía (1999) calculando dicho índice. En la figura 7 se muestra la gráfica del IOS contra la lluvia total para Ensenada. A partir de este simple diagrama de dispersión se puede observar cualitativamente la relación existente entre años lluviosos y años no lluviosos y la presencia de eventos El Niño intensos, lo que nos lleva a suponer la existencia de una relación entre la lluvia en la región y el IOS.

1.3 El Niño - La Oscilación del Sur.

En el Pacífico Tropical del Oeste, la temperatura superficial del mar es generalmente cálida (alrededor de 29°C), la presión al nivel del mar es baja, y la precipitación es abundante. En el Pacífico del Este la situación es completamente diferente. Allí la temperatura superficial del mar es relativamente baja (21°C a 26°C), la presión al nivel del mar es alta, y la precipitación es baja. El agua fría en la región del Pacífico Tropical del Este (la lengua de Sotomayor) persiste durante todo el año, pero es menos fría en abril. Este gradiente en la temperatura superficial del mar a lo largo del Ecuador está asociada a un patrón de vientos del W. Aunque ocurren variaciones estacionales en este patrón, las condiciones son generalmente cálidas y húmedas en el W, y frías y secas en el E.

Sin embargo, ocasionalmente la masa de agua caliente en el Pacífico Tropical del Oeste comienza a extenderse hacia el E. A la vez que ocurren estos cambios en la temperatura superficial del mar, las regiones de baja presión al nivel del mar y precipitación también se mueven hacia el E junto con la masa de agua caliente, y el

Pacífico del Oeste y Central se hacen más lluviosos y cálidos mientras que el Pacífico del Oeste se hace cada vez más frío y seco. La primera señal de estos cambios es la aparición de una cálida proveniente del N cerca de las costas de Perú, sirviendo como un mecanismo que incrementa el calentamiento normal que ocurre durante diciembre. Este calentamiento cerca de las costas de Ecuador y Perú es lo que se conoce como El Niño por haberse producido precisamente alrededor de diciembre, fecha en que se conmemora el nacimiento de Jesús. Posteriormente, se reconoció que el calentamiento cerca de las costas de Perú es parte de un calentamiento mucho más extenso, que se extiende a través de todo el Pacífico.

La Oscilación del Sur no es otra cosa que una correlación negativa a gran escala de las anomalías de la presión al nivel del mar entre Darwin, Australia, que rodea la masa de agua caliente en el Pacífico del Oeste y que se extiende considerablemente en el Océano Índico. Las anomalías de signo opuesto centradas al E de Tahití en el Pacífico Central y el Atlántico. Estos aspectos de la Oscilación del Sur han sido reconocidos desde hace más de 40 años (Walker 1924). Sin embargo, no fué sino hasta que Bjerknes en 1960 reconoció que la expansión o la contracción de la masa de agua caliente y el decremento o incremento de la presión en el Pacífico Central pudieran ser ambos parte de un mismo fenómeno, ahora reconocido como ENOS.

Se adoptó el término El Niño para asociarlo a la fase cálida del ENOS. La fase fría se conoce como La Niña. Aunque es muy común encontrar estas definiciones en la literatura es más conveniente reconocerlos como fase cálida y fase fría del ENOS, refiriéndose a las anomalías de temperatura superficial del Pacífico Tropical; las anomalías en otros lugares pueden ser de diferente signo y también de diferente fase.

Es oportuno mencionar aquí que el ENOS forma parte de un complejo sistema de interacción entre la atmósfera y que no se trata de un fenómeno que debemos considerar

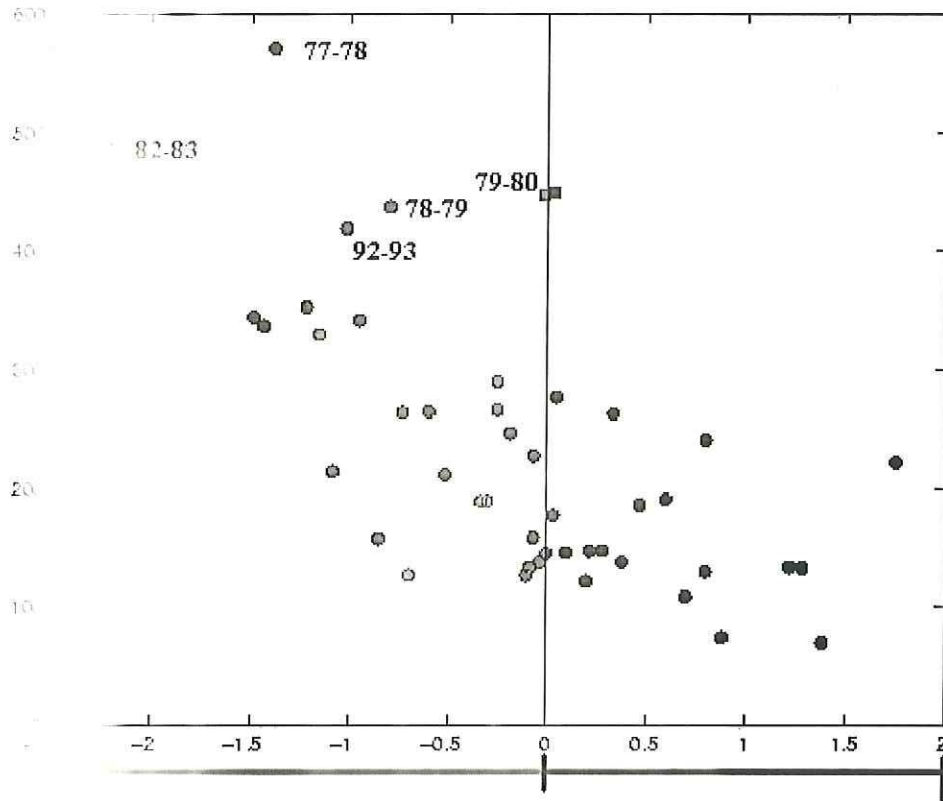


Figura 7: Gráfica de dispersión entre el IOS versus la precipitación total anual en Ensenada. El eje x se muestra el IOS, diferenciándose los eventos El Niño y La Niña a ambos lados del cero. El eje y representa la precipitación. Cada punto indica un año de registro (1951-1997).

como aisladas las anomalías en la temperatura superficial del mar están asociadas a la localización de las zonas de convección intensa (Philander 1991).

Con la ayuda de los datos recopilados por el proyecto TOGA se ha podido determinar que El Niño no siempre tiene la misma evolución espacial y temporal.

Debido a que el fenómeno ocurre sobre diferentes regiones del Pacífico Ecuatorial se han podido distinguir cuatro patrones espaciales de ocurrencia del fenómeno El Niño, que corresponden a los tipos correlacionados en la Tabla II.

Las correlaciones más altas registradas en la Tabla II se obtuvieron con el IOS, El Niño 3 y Niño 3.4, y corresponden a la zona entre los 150°W y 0°-15° de S. Las correlaciones con El Niño 4 y El Niño 1+2 fueron más bajas.

I.4 Climatología del Pacífico Norte

En el Pacífico Noroccidental las costas de Norteamérica son recorridas de N a S por la corriente de California, durante la temporada invernal los vientos del W y N llevan su influencia más próxima a las costas de Norteamérica, proporcionando a esta región inviernos más benignos con temperaturas más benignas que las registradas en el interior de América del Norte continental.

La circulación general sobre el Pacífico esta determinada por los siguientes rasgos: cerca del ecuador se encuentra la ZITC, donde convergen los vientos Alisios. Se caracteriza por una región de fuerte convergencia, con lluvias abundantes y temperaturas de la superficie del mar de 26°C a 29°C (Holton 1979). La ZITC no es continua a lo largo del ecuador, tiene núcleos bien definidos a lo largo del mismo que exhiben variaciones estacionales importantes. Por ejemplo, durante el invierno la ZITC emigra hacia el S, encontrándose bien definida en la parte SW del Pacífico a una latitud aproximada de 5°S cerca de la costa NW de Australia. Durante este tiempo su localización coincide con la posición de la masa de agua caliente del Pacífico que alcanza su máximo desplazamiento hacia el S en el mes de marzo (Philander, 1991). En

el verano la ZITC se desplaza hacia el N desarrollándose dos núcleos de convergencia importantes, uno de ellos localizado al S de China que coincide con la masa de agua caliente, el otro alcanza su máximo desarrollo en el Pacífico Tropical del Este a una latitud promedio de 15 °N al S del golfo de Tehuantepec.

Al N de la ZITC está la alta presión semipermanente del Pacífico, es una amplia región cuyo nivel y posición también varían estacionalmente y dentro de la cual las presiones al nivel del mar están por encima de los 1013 milibares. Su centro se encuentra al N de las islas Hawaii. Durante la mayor parte del año la alta presión del Pacífico domina la región de estudio, solo durante el invierno cuando se mueve más hacia el S da paso a la entrada de sistemas de latitudes medias.

El siguiente rasgo importante es la Corriente de Chorro. Se presenta como una corriente de viento (200 km de ancho), de vientos máximos con componente del O al nivel de 200 hPa. Generalmente se divide en dos ramas, a la más meridional se le conoce con el nombre de Corriente de Chorro Subtropical, mientras que a la rama más septentrional se le conoce con el nombre de Corriente de Chorro Polar. Sin embargo en la realidad es difícil que se encuentren bien diferenciadas, en algunas ocasiones forman una sola corriente. La Corriente de Chorro debe su existencia al gradiente de temperatura Ecuador-polo y a la ecuación de viento térmico, por lo tanto su posición y ubicación están relacionadas a la posición e intensidad de la masa de agua caliente en el Pacífico ecuatorial y a las zonas de convergencia. Alcanza su máxima intensidad en el invierno cuando el gradiente Ecuador-polo es más fuerte (Holton 1979). Su posición está controlada en gran parte por la ZITC y por lo tanto de la localización de la masa de agua caliente del Pacífico ecuatorial (ver figura 8). La Corriente de Chorro tiene suma importancia para nuestra región de estudio, ya que representa la separación entre la zona de mayor influencia tropical hacia el S y la zona de mayor influencia extratropical hacia el N.

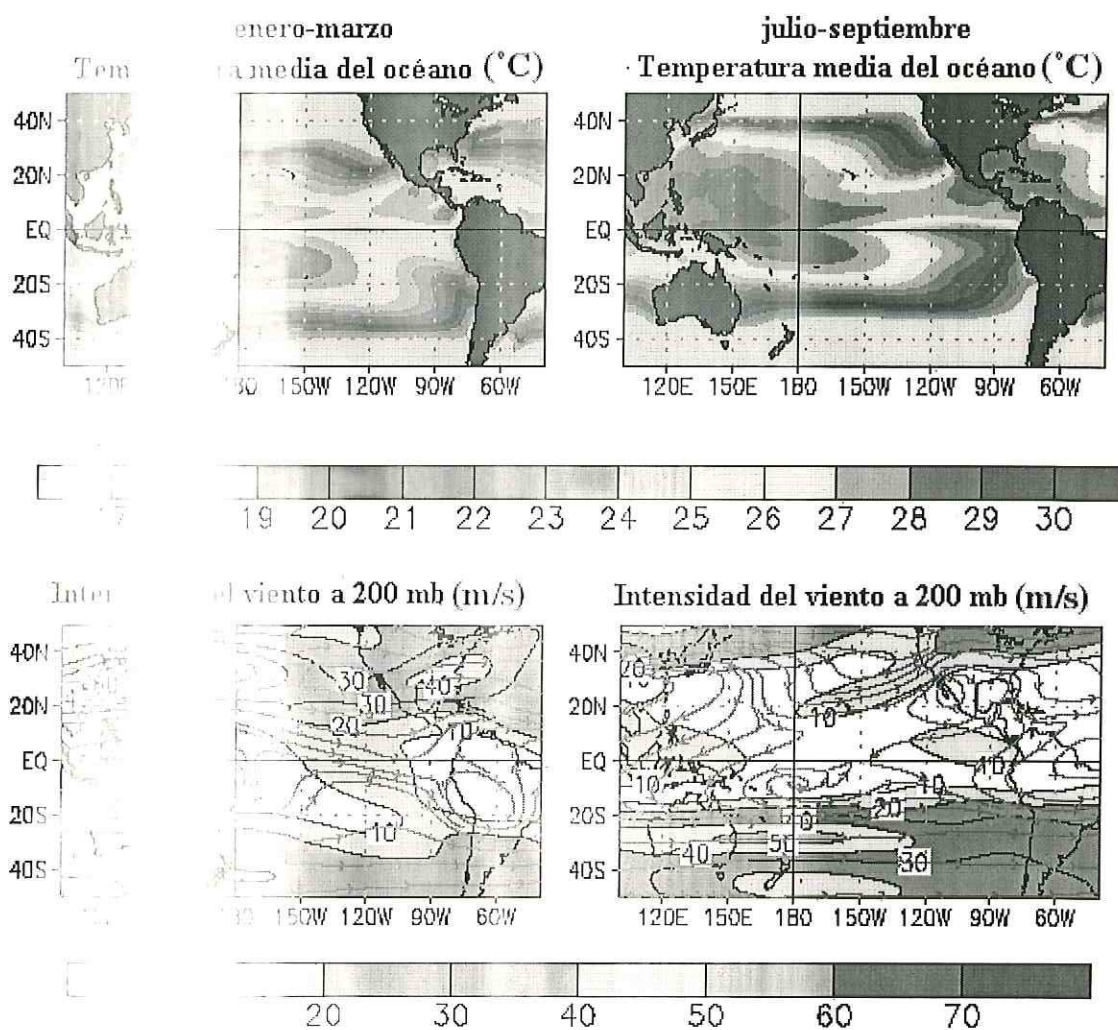


Figura 1. Relación entre las temperaturas más elevadas en superficie coinciden con las corrientes del mar más elevadas, modificando estas últimas el gradiente de temperatura ecuador-polos. En esta figura se observa cómo este gradiente regula la intensidad de la corriente de chorro del Pacífico intensificándola en invierno y debilitándola en verano. [Tomado del *Climate Prediction Center, NOAA* (1997)].

Al igual que la ZITC la Corriente de Chorro no es continua, en algunas regiones no aparece bien definida, generalmente tiene núcleos de máxima intensidad que coinciden en longitud a la que se encuentran en el sur los núcleos de la ZITC, como es de esperar por la relación de viento térmico (Holton 1979).

Cuando en el hemisferio N se tienen los gradientes más fuertes de temperatura Ecuador-polos la Corriente de Chorro se intensifica y por ser una zona de interacción de masas de aire de características opuestas puede dar origen a sistemas frontales que a su vez dan lugar a la formación de los sistemas extratropicales que traen las mayores cantidades de precipitación a la RMC.

El principal rasgo en la circulación en el área del Pacífico es la baja presión semipermanente de las Antillas. Se caracteriza por ser un sistema de baja presión intenso que se fortalece guiado por la Corriente de Chorro Polar. Su intensidad y posición cambian estacionalmente.

Desde el hemisferio N el núcleo de la ZITC que durante el verano se encuentra en el Océano China, se desplaza hacia el SE casi simultáneamente con la masa de agua fría. Así como en el Pacífico Norte el núcleo de la Corriente de Chorro experimenta un desplazamiento hacia el SE, acercándose hacia las costas de Oregon, California y Baja California, mandando a esta región sistemas frontales que dan inicio a la temporada de lluvias invernales en la región de estudio.

Se sabe que durante la ocurrencia de un evento ENOS (Philander 1991) el ciclo de movimiento de la ZITC se acentúa, es decir, durante un evento ENOS la ZITC que se desplaza hacia el SE experimenta un desplazamiento aún más intenso hacia el SE alcanzando la región cercana a Tahití. Por esa razón el IOS es negativo durante un evento de El Niño, ya que la zona de fuerte convergencia de la presión alcanza esta región (Philander 1991). Es decir, durante

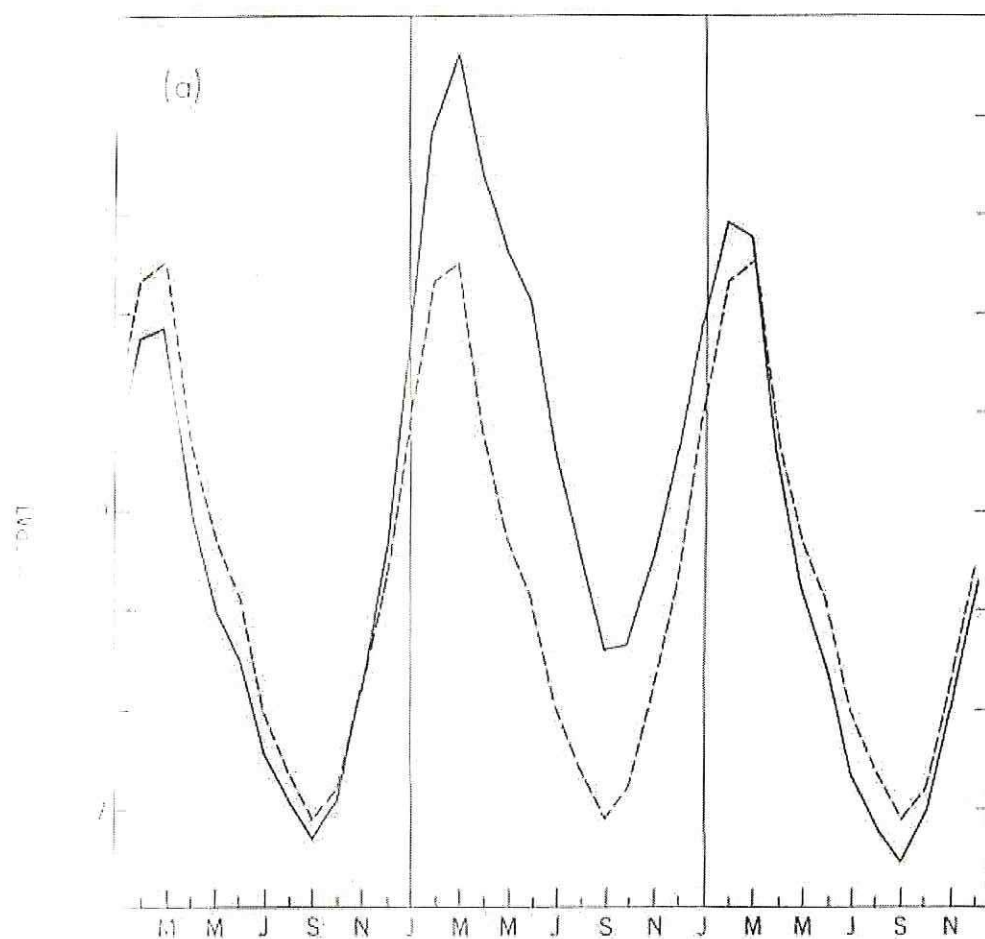


Figura 9. La línea punteada muestra los cambios estacionales en la temperatura superficial de la superficie del océano. La línea continua es el promedio de las anomalías de los eventos El Niño de 1951, 1963, 1965, 1969 y 1972. En la parte central del gráfico se muestran las curvas de los eventos El Niño, a la izquierda un año previo a dichos eventos y a la derecha un año posterior. Es muy notorio el acoplamiento entre ambas curvas. [de Rasmusson y Carpenter (1982)].

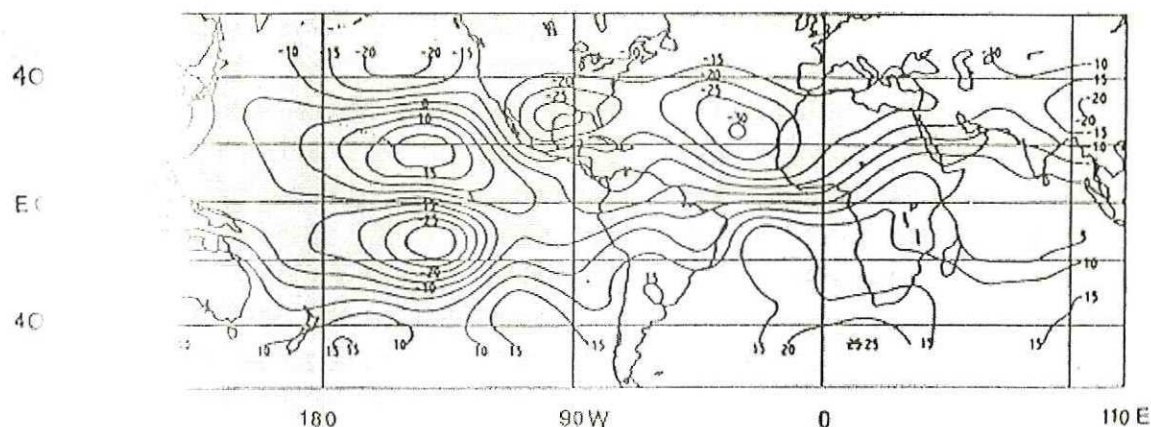


Figura 9. Mapa de la función de corriente a 200 mb para el evento El Niño 1982-1983. El intervalo de los contornos es $10^7 \text{ m}^2/\text{s}$. Es notorio el flujo hacia el oeste alrededor de 10°N . [Tomado de Arkin (1983)].

los eventos de El Niño el ciclo estacional se hace más pronunciado (ver figura 9).

De la misma manera, en el Pacífico Norte durante un evento El Niño el núcleo de la Corriente de Chorro experimenta un desplazamiento más hacia el SE aproximándose a las costas de California y Baja California, este desplazamiento e intensificación se debe al aumento en el gradiente Ecuador-polos y a que durante la fase madura de un evento de El Niño se desarrolla en la atmósfera superior un par de sistemas de alta presión en ambos lados del ecuador cerca del Pacífico Central (Arkin 1983). En los frentes que se forman hacia ambos polos se desarrolla un flujo del E en la altura (nivel de 200 mb) que tiende a intensificar aún más la Corriente de Chorro (ver figura 10). Estos cambios en la Corriente de Chorro del Pacífico Norte aumentan la posibilidad de la formación de sistemas frontales intensos que pueden afectar la RMC.

Esta es una de las principales razones por las que creemos que durante un evento de El Niño se registra una mayor cantidad de precipitación en la región de estudio.

Existen evidencias de que es una teleconexión a la precipitación de la región y está relacionada con El Niño, La Oscilación del Sur y la variabilidad estacional. Se trata

Tabla IV. Correlaciones entre los índices de Radiación de Onda Larga (ROL), Patrón Pacífico del Sur (PNA) y Patrón Pacífico del Norte (NP) y la lluvia en algunas estaciones de la región estudiada.

Estación	ROL	PNA	NP
Ensenada	0.61	0.34	0.52
Tijuana	0.61	0.35	0.47
San Diego	0.60	-	0.45
La Puerta	-	0.35	0.52
San Vicente	-	0.36	0.37
Las Escobas	-	0.30	0.46
Valle de las Palmas	-	0.31	0.45
La Rumorosa	-	0.34	0.48
El Centro	0.60	0.38	0.34
Escondido	-	0.30	0.52
Los Angeles	-	0.33	0.46
Santa Ana	-	0.28	0.44
San Bernardino	-	0.31	0.46
Mojave	-	0.44	0.43
Barstow	-	0.41	0.47

de la zona ecuatorial a lo largo del Ecuador. Como ya mencionamos, el ENOS está ligado a la variabilidad estacional y a la posición de la ZITC del Pacífico Central y del Oeste. Para comprender la importancia que existe en la posición de las zonas de convergencia del Pacífico tropical con la variabilidad interanual en la precipitación de la región, se correlacionaron las series de precipitación en la región de máxima influencia con un índice que muestra la Radiación de Onda Larga (ROL) integrada a lo largo del ecuador. La radiación de onda larga es un buen índice en las regiones ecuatoriales para diagnosticar la posición de la ZITC y poder observar la variabilidad estacional de las zonas de convergencia. En invierno emigra hacia el S y en verano hacia el N. En la tabla IV se presentan los resultados de los coeficientes más altos de las correlaciones entre el ROL y la precipitación en algunas de las estaciones de la región. Podemos observar que obtuvieron correlaciones con valores similares a los obtenidos con el IOS, El Niño3.4.

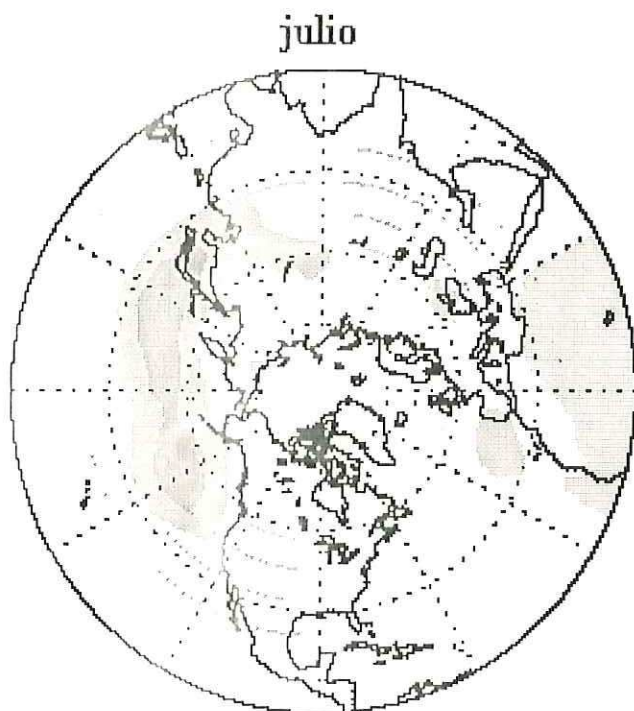
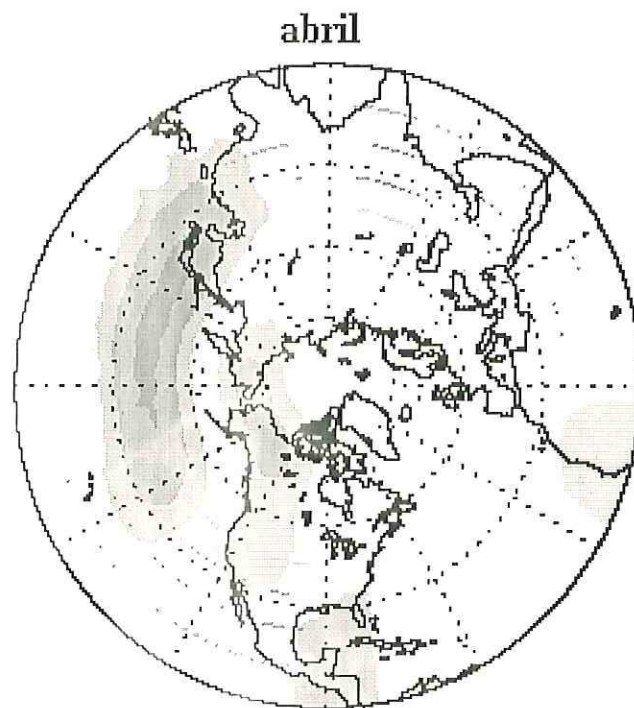
Además de los rasgos anteriores, existen dos patrones de circulación que forman parte de la variabilidad de bajas frecuencias en la zona del Pacífico Norte, se trata de los patrones del Pacífico Norte (NP) y Pacífico-Norteamérica (PNA). Representan anomalías en los campos de presión al nivel de 700 mb y se incluyen en este trabajo para investigar su posible relación con la variabilidad de la precipitación en la región utilizando índices extratropicales más cercanos a la RMC.

El patrón NP se encuentra bien desarrollado de marzo a julio. Consiste en un centro anómalo de alta presión que abarca las regiones Central y W del Pacífico Norte y una débil región anómala de baja presión que cubre el E de Siberia, Alaska y la región montañosa de Norteamérica (ver figura 11).

Las fases positivas del NP están asociada con una intensificación y un desplazamiento hacia el noroeste del Corriente de Chorro desde el E de Asia hasta el Pacífico Nororiental junto con una circulación anticiclónica sobre la parte W de Norteamérica y circulación ciclónica sobre la parte E de Norteamérica. Las fases negativas del patrón NP están asociadas con anomalías de la circulación de signo opuesto en estas regiones. Bell y Janowiak (1995) sugieren que una fase positiva del patrón NP refleja una de las respuestas que producen el fenómeno ENOS en la circulación atmosférica extratropical, principalmente durante el verano y primavera.

El patrón PNA es uno de los modos de variabilidad de baja frecuencia más marcados del hemisferio norte, aparece en todos los meses excepto en junio y julio. El patrón PNA representa una configuración de cuádrupolo de anomalías en las alturas geopotenciales a los 700 mb. Anomalías de igual signo al sur de Las Aleutianas y sobre el SE de Estados Unidos. Anomalías de signo opuesto se localizan en la vecindad de las islas Hawaianas y la región central de Canadá durante el invierno, otoño y primavera (ver figura 12).

La extensión meridional del patrón PNA es más extensa en invierno. Durante este período el centro de alta presión de las Aleutianas se expande sobre gran parte del Pacífico



(metros)

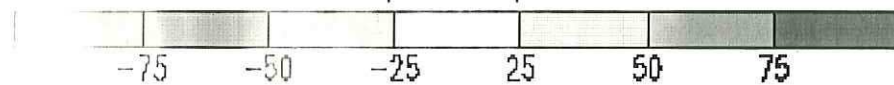


Figura 1 A. Anomalías de alturas geopotenciales en el nivel de 700 mb durante la fase positiva de la PN. [Tomado del *Climate Prediction Center, NOAA* (1998)].

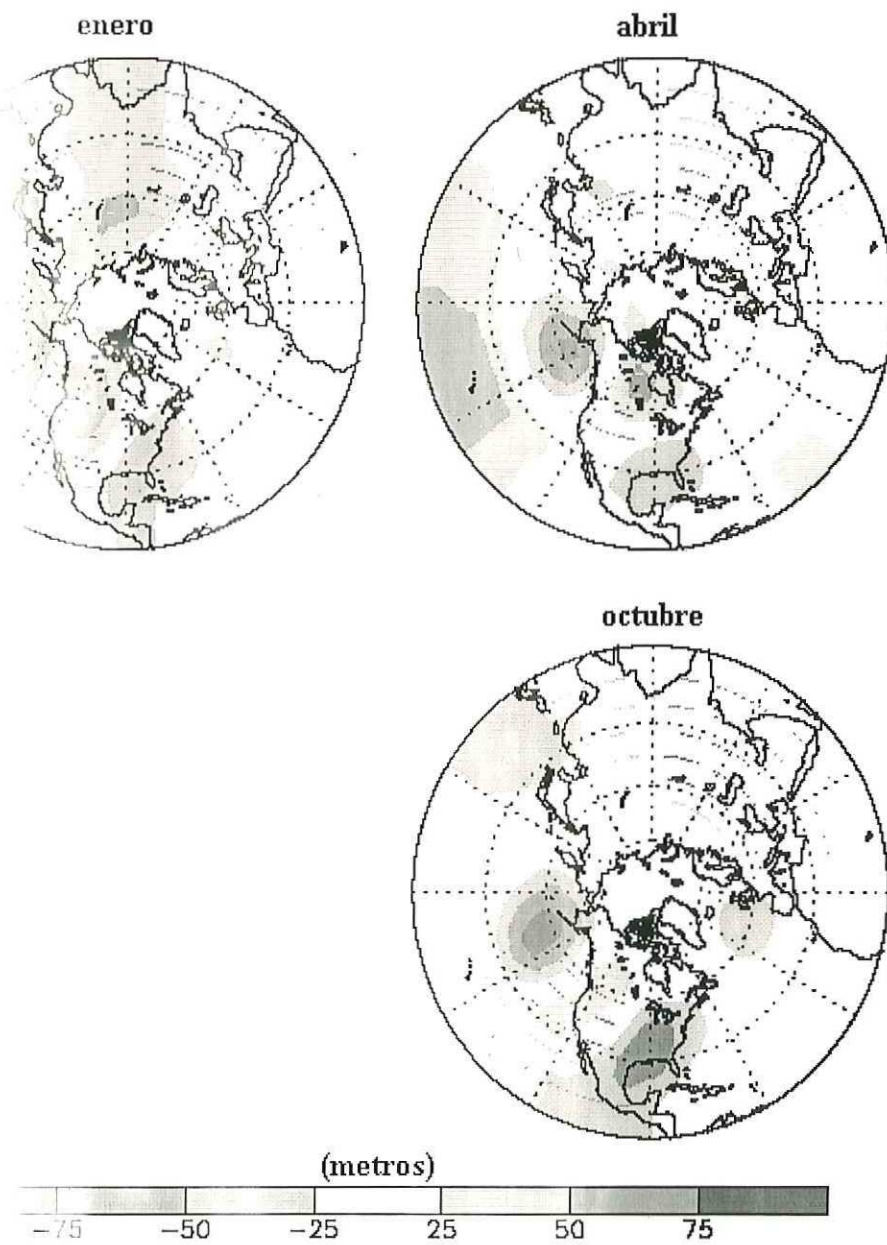


Figura
cial de
(1998)

ción del cuadripolo que forman las anomalías de altura geopotencial positiva del patrón PNA. [Tomado del *Climate Prediction Center*

Norte. El centro de las Aleutianas se contrae y queda confinado al golfo de Alaska. Sin embargo el centro subtropical cerca de Hawaii alcanza su máxima amplitud en la primavera. El patrón PNA desaparece durante junio y julio, pero reaparece en agosto de verano y en el otoño. Durante este período los centros de las Aleutianas y el centro de Canadá se hacen dominantes y aparecen como un tren de ondas del E del Pacífico Norte. Las series de tiempo del PNA muestran variabilidad a escalas estacionales, interanuales e interdecadales.

Una vez que se obtuvieron los índices de los patrones NP y PNA se procedió a aplicar un extenso análisis de correlación entre éstos y las series de precipitación para todas las estaciones.

En las figuras 1 y 2 se muestran los coeficientes de correlación que se obtuvieron. Sólo se muestran los coeficientes para las estaciones que tuvieron niveles de significación por arriba del 95%.

A partir de las tablas III y IV podemos observar que, a escalas de tiempo interanuales la precipitación en la región de máxima influencia está determinada por forzamiento tropical debido a las altas correlaciones con el IOS, el ROF y los índices El Niño.

II Los Estadísticos.

Uno de los objetivos de esta tesis es aplicar la metodología de Pavía (1999) a la RMC con la finalidad de elaborar un pronóstico objetivo de precipitación para dicha región. La metodología consiste en un modelo de pronóstico secundario (MPS). Los MPS se pueden elaborar con o sin un algoritmo que incluye un ajuste de curva. De manera general el pronóstico secundario puede ser representado por:

$$y_{t+1} = f(x_{t+1}), \quad (1)$$

donde x_{t+1} es el pronóstico primario (o independiente), y_{t+1} es el pronóstico secundario (o dependiente) y $f(x) = y$ es el modelo. Lo anterior puede ser realizado cuando la predictibilidad de x es mayor que la predictibilidad de y , y la última depende de la primera. El MPS que utilizaremos en este trabajo no es tan sencillo, como se verá adelante, con las suposiciones adecuadas, se podrán elaborar predicciones de la precipitación en la RMC. De hecho los MPS se pueden aplicar a cualquier fenómeno ambiental para la cual se tenga disponible una serie de tiempo; es decir el MPS más sencillo sólo requiere de dos series de tiempo escalares, una relacionada al primario y la otra al secundario. Modelos más complejos pueden incluir series vectoriales (o matriciales), compuestos (*composites*), o el uso previo de otras técnicas estadísticas como por ejemplo funciones empíricas ortogonales, etcétera.

Los pronósticos del ENOS son excelentes pronósticos primarios para el MPS, ya que el ENOS afecta una gran variedad de fenómenos y sus predicciones son normalmente mejores que las predicciones del fenómeno que afecta; además los pronósticos del ENOS han sido mejorados recientemente (Barnstone et. al. 1999). mejoras considerables.

Debido a esto se han dedicado grandes esfuerzos para pronosticar el ENOS para poder prever los fenómenos menos predecibles. Esto se puede hacer bajo la suposición de

que existe una relación entre el ENOS y los fenómenos en cuestión; sin embargo para ello se hacen análisis subjetivos. Existe una gran variedad de ejemplos y aplicaciones potenciales que van desde pesquerías, precipitación regional, incendios forestales, migración costera hasta problemas relacionados con la salud y muchos otros más (Gershunov et al. 1999). En la mayoría de estas aplicaciones los MPS brindan la posibilidad de un pronóstico adicional más objetivo, con lo cual se pueden mejorar las predicciones.

Quedan por ser usados ampliamente los modelos empíricos de esta clase debido a que en series de tiempo largas, y en muchos casos no se dispone de éstas o no son los suficientes para ser confiables. Aún en el caso de tener un par de series con datos confiables pueden presentar problemas para el modelado empírico si dichas series no tienen una naturaleza estadística, lo cual hace al análisis prácticamente inservible. Este es el caso de los índices ENOS, en general, se aproximan a una distribución gaussiana con media cero y desviación estándar unitaria (por ejemplo el IOS), mientras que algunas aplicaciones en particular pueden tener una distribución diferente. Este problema puede llevar a relaciones erróneas entre las series y las estimaciones estadísticas tales como los coeficientes de correlación o niveles de significancia generalmente dan valores menores a los esperados, por ejemplo las correlaciones significativas entre los registros mensuales de precipitación en California son valores máximos absolutos de 0.2. Sin embargo su relación es significativamente más grande que la que sugiere esta correlación (Schoner y Nicholson 1989, Gershunov et al. 1998).

Al describir la elaboración de un MSP dependiente del ENOS para cualquier aplicación en general. El MPS incluye un análisis de correlación para encontrar la mejor combinación óptima entre el ENOS y alguna aplicación en particular. Posteriormente se usa para determinar el par de índices apropiados y sobre los cuales

se realice un ajuste de curva. El pronóstico secundario se obtiene finalmente por una retroalimentación hacia los índices originales como se explica más adelante.

II.1.2. Paso 4.

Se procede al procedimiento en seis pasos (Pavía 1999). El primero consiste en seleccionar el índice ENOS, bajo la suposición de que representa una señal x la cual afecta directamente a nuestro objeto de aplicación y . A este paso se le imponen dos condiciones:

1) El índice $I(x)$ debe de tener un registro continuo y de fácil obtención.
2) El índice de este índice, u otro alternativo pero altamente correlacionado (por ejemplo un índice de temperatura superficial del mar), debe estar hecho aceptablemente fácil adquisición.

El segundo paso consiste en encontrar una serie de medidas: $y_i, i = 1, 2, 3, 4, \dots, N$ relacionadas con el objeto de aplicación preferiblemente para el mismo período y con la misma periodicidad (por ejemplo, medidas mensuales del IOS) que el índice ENOS seleccionado. Posteriormente se calculan las anomalías estandarizadas de las respectivas mediciones con la finalidad de tener un índice del objeto de aplicación comparable al índice ENOS. Esto se puede realizar sustrayendo la media y dividiendo por la desviación estándar (desviación total o algún período base) a cada una de las mediciones del objeto de aplicación, por ejemplo,

$$I(y)_i = \frac{(y_i - \bar{y})}{\sigma(y)}, i = 1, 2, 3, \dots, N. \quad (2)$$

El tercer paso consiste en realizar un extenso análisis de correlación. En este caso se buscan las correlaciones significativas más altas entre $I(x)$ e $I(y)$ siguiendo la metodología propuesta por Sciremammano (1979). Si $I(y)$ no se aproxima a una normalidad en contraste con $I(x)$, se encontró que se obtienen resultados

aceptado. Este paso consiste en un análisis de correlaciones cruzadas de índices promediados o agrupados:

$$I_j^{(n)} = \frac{1}{n} \sum_{k=i}^{i+n-1} I(A)_k, i = 1, 1+n, 1+2n, \dots, \sim N, \quad (3)$$

$$(j = 1, 2, 3, \dots, M \sim N/n) \quad (4)$$

donde n es el número de medidas individuales agrupadas ($n = 1, 2, 3, \dots$) y $A = x$ o y . El primer paso adicional de seleccionar los índices de esta forma: 1) con ello se llega a las distribuciones del conjunto de datos (agrupados) de tipo gaussiano, y 2) los datos resultantes (transformados) están linealizados. Aunque la correlación óptima requiere evitar un desfase entre $I(x)^{(n)}$ y $I(y)^{(n)}$, lo cual remedia en parte la pérdida de información causada por el agrupamiento; por ejemplo, el subíndice k de la n óptima en los índices puede ir de l a p mientras que el otro puede ir de $(l+q)$ a $(p+q)$ donde $q < (p-l)$.

Una vez hechos los agrupamientos para ambas series se procede a renormalizar nuevamente los índices para obtener la correlación máxima usando,

$$I'(A^{(n)})_j = \frac{[I(A)^{(n)} - \overline{I(A)^{(n)}}]}{\sigma(I(A)^{(n)})}, j = 1, 2, 3, \dots M \quad (5)$$

Donde $\overline{I(A)^{(n)}}$ y $\sigma(I(A)^{(n)})$ son la media y la desviación estandar de $I(A)^{(n)}$, de tal manera que se obtiene un ajuste del tipo:

$$I'(y^{(n)}) \sim L[I'(x^{(n)})] = a + mI'(x^{(n)}) \quad (6)$$

La efectividad de este paso se mide por medio de qué tan bien $L[I'(x^{(n)})]$ ajusta los datos lo cual se mide por el índice de determinación (Maron 1982):

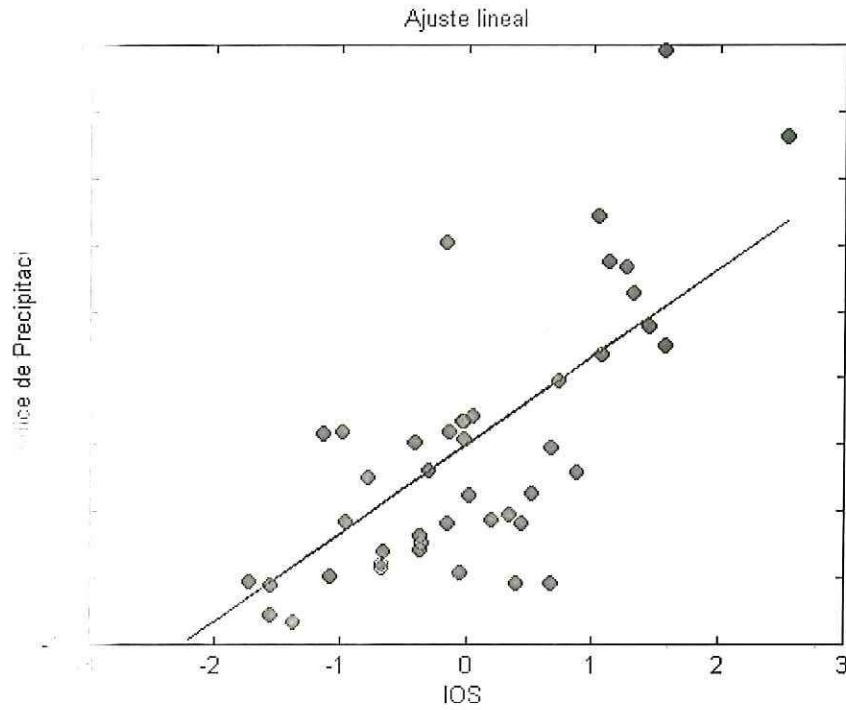


Figura 1. Ajuste lineal entre el IOS y el índice de precipitación en la zona de máxima influencia (índice de precipitación y IOS renormalizados).

$$R(L) = \frac{\sum_{j=1}^M \left[L \left[I'(x^{(n)})_j \right] - \overline{I'(y)^{(n)}} \right]^2}{\sum_{j=1}^M \left[I'(y^{(n)})_j - \overline{I'(y)^{(n)}} \right]^2} \quad (7)$$

Donde L denota un buen ajuste. Si R es aceptable entonces

$$E = \left[\frac{1}{M} \sum_{j=1}^M \left[I'(x^{(n)})_j - I'(y^{(n)})_j \right]^2 \right]^{1/2} \quad (8)$$

(el error en el promedio) se usa como una banda de error.

II.2 recesión

Una vez realizada el ajuste lineal, el siguiente paso es extrapolar y representar los resultados en las unidades originales.

El siguiente entonces consiste en obtener la predicción del índice secundario extrapolada a la predicción del índice ENOS renormalizado.

El promedio de las $I(x)$ pronosticadas se normaliza como en 5 para obtener $I'(x^{(n)})_{t+1}$ al igual que el límite inferior y superior de esta predicción ($\pm \Delta I'$), el cual viene dado por E , en,

$$I'(y^{(n)})_{t+1} = a + m [I'(x^{(n)})_{t+1}], \quad (9)$$

$$\Delta I'(y^{(n)}) = E \quad (10)$$

En este caso la predicción real $y_{t+1}^{(n)} \pm \Delta y^{(n)}$ se obtiene transformando el índice secundario usando los parámetros de la aplicación inicial

$$y_{t+1}^{(n)} \pm \Delta I(y^{(n)}) = \sigma(I(y)) \times [I'(y^{(n)})_{t+1} \pm \Delta I'(y^{(n)}) + \overline{I(y^{(n)})}], \quad (11)$$

y

$$y_{t+1}^{(n)} = \Delta y^{(n)} = n \times [\sigma(y) \times [I(y_{t+1}^{(n)}) \pm \Delta I(y^{(n)})] + \overline{y}]. \quad (12)$$

III Resultados

III.1 Ajuste.

Se usó el mismo método normal de la descomposición en funciones empíricas ortogonales, FEO's aplicadas a las estaciones más representativas de la zona de mayor influencia (aquellas con coeficientes de correlación mayores de 0.6), el cual explicó el 89% de la varianza total de las series usadas. Lo anterior se hizo con la finalidad de obtener un índice de precipitación válido para la región de máxima influencia. Al aplicar 2, 3 y 6 se obtuvo un $R^2 = 0.89$. En el presente trabajo se usó el método de descomposición en valores singulares DVS, para realizar el ajuste.

En la figura 3 se muestra esquemáticamente el ajuste. Los puntos rojos indican la intersección de cada valor del índice secundario y su correspondiente índice IOS o primario.

Para el ajuste de ambos índices se obtuvo la siguiente sencilla relación lineal

$$I'(y)^{(n)} = 0 + 0.7 [I'(x)^{(n)}] \quad (13)$$

el primer término del polinomio es cero debido a que normalizamos substrayendo la media de los datos.

Para el período de lluvias 99-2000 se consideró un IOS promedio = -0.1 , aplicando el predicte anterior se obtuvo un $I'(x^{(n)})_{t+1} = -0.08$ y considerando a (3), obtuvimos un $I'(y^{(n)})_{t+1} = -0.05$. Aplicando (4) y (5) obtuvimos, $y_{98-99}^{12} \pm \Delta y^{(12)} = 250 \pm 50$ mm.

La figura 4 muestra las correlaciones de la precipitación en Ensenada con la del resto de las estaciones. En la tabla III se puede observar que el coeficiente de correlación entre IOS y la precipitación en Ensenada fué uno de los más altos para la totalidad de las estaciones analizadas, por lo tanto este mapa de correlaciones puede ser

utilizando como un parámetro que nos ayude a estimar de forma cualitativa la validez del procedimiento 2) a medida que nos alejamos de la zona de máxima influencia del ENOS.

IV Discusión y Conclusiones

Es necesario señalar que el análisis de variabilidad de la precipitación que se hizo en este estudio a escalas temporales interanuales. Existen años en que han habido tormentas muy severas en años considerados como no El Niño, sin embargo, si se obtiene el promedio anual de la precipitación tanto para años El Niño y años no El Niño y los comparamos con el IOS promediado para dichos años, observamos que sí existe una relación entre ambos objetos (ver figuras 7 y 15). Esta es la razón principal del por qué las mejores correlaciones obtenidas fueron con agrupamientos de 11 a 13 meses. No existen correlaciones a escalas temporales más pequeñas como por ejemplo las de las tormentas por la simple y sencilla razón de que El Niño es un fenómeno de variabilidad interanual y no es tan simple relacionarlo a un transitorio de mucho menor escala (una tormenta sinóptica).

Se correlacionaron diferentes índices del ENOS con la finalidad de poder determinar cuál tenía más influencia en la precipitación de la RMC. Al aplicar el análisis de correlación se encontró que los índices con los que se obtuvieron los coeficientes de correlación más altos fueron el ROL, IOS, El Niño3 y el El Niño3.4. Estos tres últimos índices son considerados con información obtenida en un área que se extiende del ecuador a los 10°S entre los 150°W y 130°W. Como ya hemos mencionado, el fenómeno de El Niño comienza en el ciclo estacional (ver figura 9), lo que equivale a decir que en el invierno del hemisferio N y durante un evento ENOS, la ZITC del Pacífico Central y su correspondiente masa de agua caliente que emigran normalmente hacia el S en este tiempo, tiende a intensificarse y a desplazarse aún más hacia el SE. Esto trae

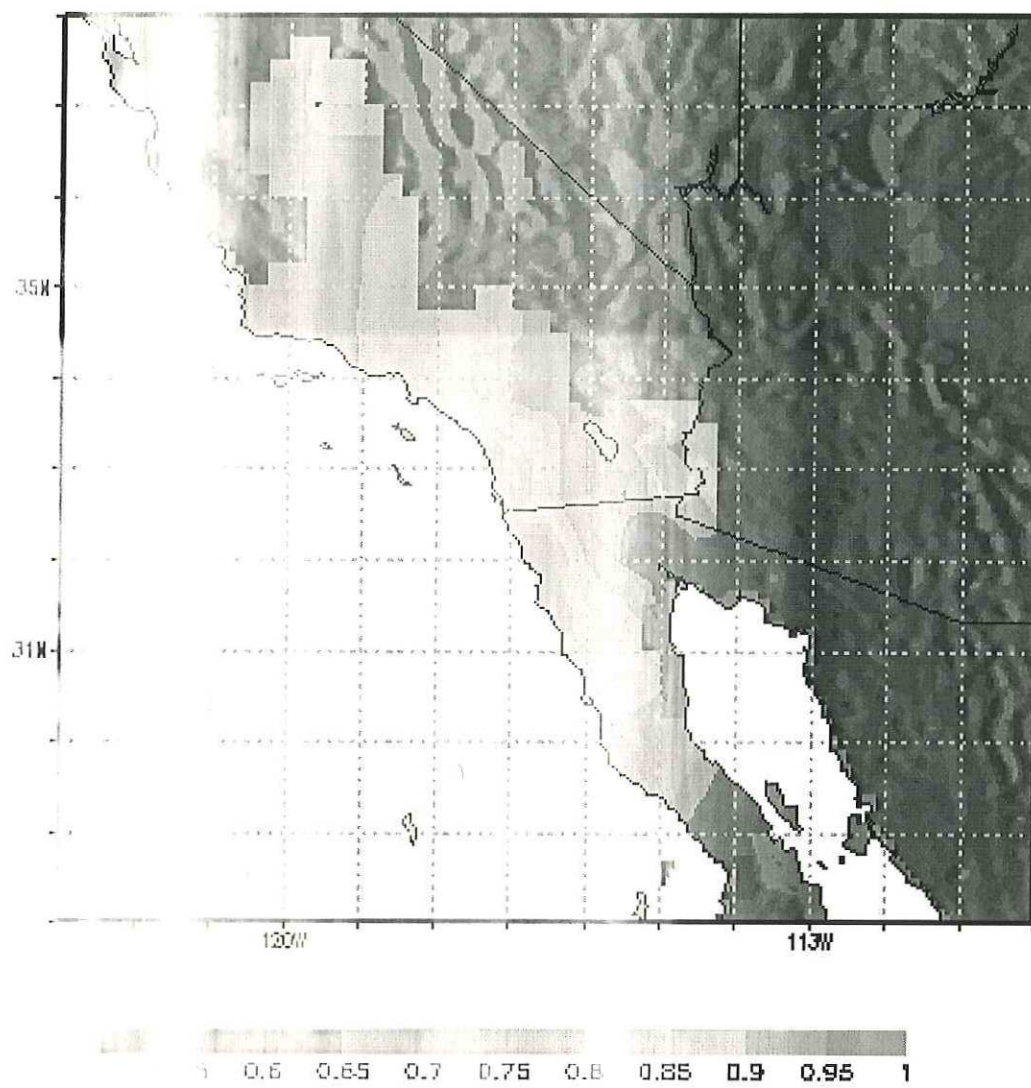


Fig. 3: Correlaciones entre Ensenada y el resto de las estaciones.

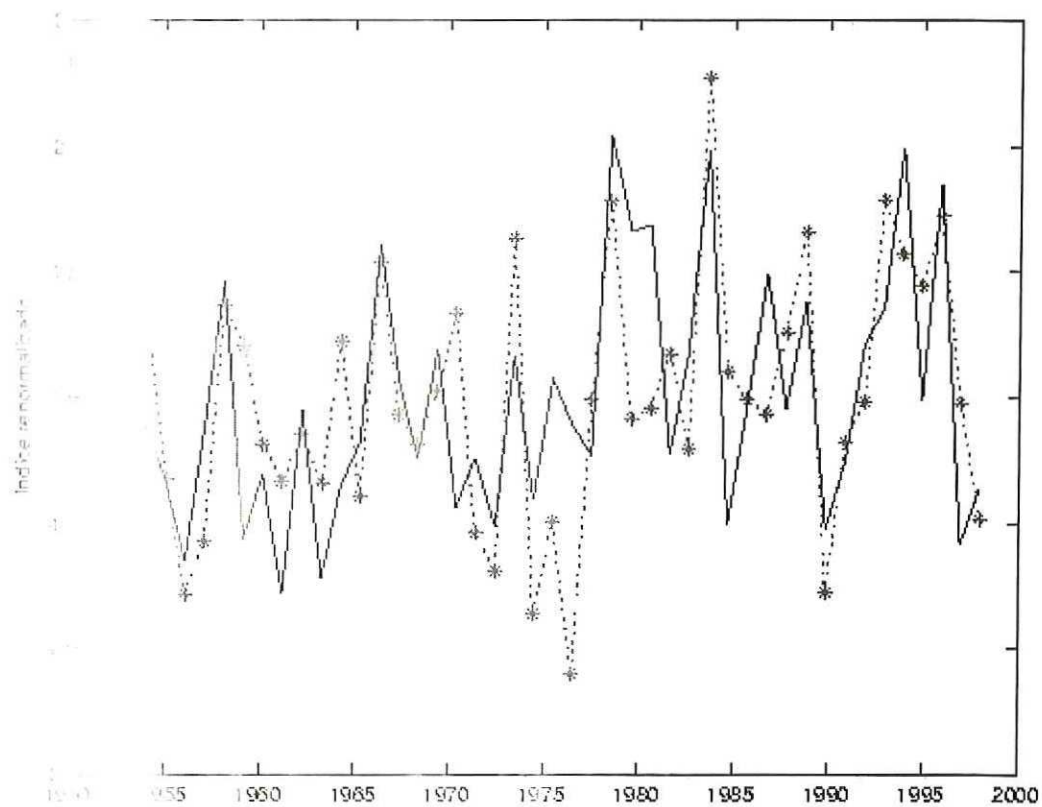


Figura 1. Correlación entre los índices de precipitación en Ensenada y el IOS agrupados y normalizados. El IOS se muestra en línea discontinua roja y el de precipitación en azul.

como consecuencia de la que el núcleo de la Corriente de Chorro, que normalmente sufre una interacción y desplazamiento hacia el sur durante el invierno, experimente bajo la presencia de un evento El Niño un desplazamiento hacia el S aún más marcado, enviando así sistemas extratropicales a latitudes más bajas.

De lo que hemos mencionado hasta aquí podemos construir la siguiente hipótesis: Si el fenómeno ENOS está acoplado a la variación estacional en el Pacífico Ecuatorial, y la precipitación anual en la RMC está relacionada al ENOS, entonces la precipitación también debe de estar acoplada a la variación estacional del Pacífico Ecuatorial.

Para probar la hipótesis anterior se obtuvo el índice ROL integrado a lo largo del ecuador (la variabilidad es típicamente estacional), y se procedió a hacer un análisis de correlación entre éste y las lluvias en la RMC, los resultados que se muestran en la tabla IV indican que para las estaciones localizadas en la máxima zona de influencia del ENOS se encontró una correlación importante entre el índice OLR y la precipitación (no se presentaron los coeficientes para el resto de las estaciones, ya que el OLR está disponible desde 1979 a la fecha, y la poca longitud de las series de esas estaciones imposibilita la obtención de un nivel de significancia aceptable).

Para probar lo que hemos mencionado hasta aquí podemos construir la siguiente hipótesis: La zona del Pacífico donde se miden los eventos El Niño3, El Niño3.4 y el IOS se encuentra alrededor de los 150°W, y 5°S (Tahití, está exactamente a los 150°W). Si observamos la posición de la Corriente de Chorro está en función de la posición de la masa de agua caliente, si ésta se encuentra centrada cerca de los 150°W, entonces el núcleo de la Corriente de Chorro estará centrado aproximadamente a los 150°W. Esta posición coloca a la Corriente de Chorro muy cercana a la RMC, promoviendo así la posibilidad de la entrada de más sistemas de baja presión a nuestra región (los cuales pueden producir lluvias). Esta podría ser la razón principal de por qué estas estaciones resultaron ser las que tuvieron las más altas correlaciones con las precipitaciones en la RMC (ver Tabla III).

El índice de saber a un nivel cualitativo la zona del Pacífico Ecuatorial que está más relacionada a la precipitación en la RMC tiene una gran aplicabilidad. Generalmente los eventos El Niño comienzan a desarrollarse alrededor del mes de julio; si existe alguna señal en el que se comience a presentar un evento El Niño y desde este tiempo se monitoree la región del Pacífico en donde se está presentando la anomalía, entonces se puede de manera subjetiva, predecir si tendrá una influencia importante en la precipitación esperada para la próxima temporada de lluvias en la RMC.

Para evaluar la influencia de otros eventos de escalas climatológicas en la precipitación en la RMC se usaron otros índices de la región del Pacífico Norte. Se utilizaron índices de ENSO en el PN, probándose con diferentes agrupamientos y desfazamientos entre las estaciones. Sin embargo las correlaciones obtenidas fueron inferiores a las obtenidas con los índices de ENSO en la RMC. Lo anterior indica que la precipitación en la RMC, al menos para escalas interanuales, parece estar más influenciada por forzamiento tropical que por el forzamiento de latitudes medias y altas.

El índice de ENSO es aplicado en la RMC, para el área de máxima influencia y parte sur, ya que al mirar de la figura 5 podemos observar que la zona al S del área de máxima influencia presenta coeficientes de correlación más uniformes entre las estaciones, mientras que al N de esta zona éstos presentan más variabilidad espacial. Además de que disminuyen más rápidamente en esta región. Lo anterior sugiere que al N de esta zona la variabilidad de la precipitación a escalas interanuales puede estar influenciada en buena medida por fenómenos propios de latitudes más altas y en menor medida por forzamiento tropical.

Mientras que los coeficientes de correlación toman un valor entre 0.60 y 0.70, las proyecciones se basan en suponer que este valor es de orden uno. Esto indica que la precipitación depende totalmente del fenómeno de El Niño. Aunque la mayor señal a escala interanual es debida a El Niño, existen estudios (Higgins 1998) que demuestran que la variabilidad intraestacional repercute en la variabilidad de la precipitación en la

región. Sin embargo, el modelo no se incluye esta variabilidad porque sus períodos son de 40 a 60 días. En este trabajo se pone énfasis en la variabilidad de períodos mayores.

Una desventaja del modelo de pronóstico es que es poco robusto, ya que al alimentarlo con nuevos datos, los datos normalizados varían ligeramente.

Entre las principales ventajas del modelo tenemos que es un modelo objetivo, es decir, puede pronosticar una cantidad de precipitación.

V Bibliografia citada

Referências

- Bailey, H. (1966). *The Climate of Southern California*, California Natural History Survey, University of California Press.
- Bell, G. & Thompson, J. E. (1995). Atmospheric circulation associated with the extreme wet conditions of 1993, *Bull. Amer. Met. Soc.* **5**: 681–695.
- Cayan, D. & Peterson, D. H. (1989). The influence of the North Pacific atmospheric circulation on streamflow in the west, *PACLIM, Geophys. Monogr.* **55**: 375–397.
- Cayan, D. & Webb, R. H. (1992). *El Niño-Southern Oscillation and Streamflow in the Western United States*, Markgraf, Eds., Cambridge University Press.
- Dettinger, K. & Cayan, D. R. (1998). North-south precipitation patterns in western North America on interannual-to-decadal timescales, *J. Climate* **26**: 1214–1224.
- Dole, P. (1986). Persistent anomalies of extratropical northern hemisphere wintertime circulation. Structure, *Mon. Wea. Rev.* **114**: 178–207.
- Dole, P. (1989). The life cycle of persistent anomalies and blocking over the North Pacific, *Advances in Geophysics.* **29**: 31–69.
- Green, T. & Legler, D. M., Miranda, C. J. & O'Brien, J. J. (1997). The North American climate patterns associated with El Niño-Southern Oscillation, *COAPS Technical Ser.* p. 8.
- Holton, J. (1979). An introduction to dynamic meteorology, *International Geophysics Series*, **2**.

- Livesey, E. & Mo, K. C. (1987). Tropical-extratropical teleconnections during the northern hemisphere winter. part II: Relationships between monthly mean northern hemisphere circulation patterns and proxies for tropical convection, *Mon. Wea. Rev.* **5**: 412-430.
- Mo, K. & Higgins, R. W. (1998a). Tropical convection and precipitation regimes in the United States, *J. Climate* **11**: 2404-2423.
- Mo, K. & Higgins, R. W. (1998b). Tropical influences on California precipitation, *J. Climate* **11**: 412-430.
- Paró-Silva, A. & O'Brien, J. J. (1989). The seasonal and interannual variability of the global ocean current system: A numerical model, *J. Geophys. Res.* **94**: 1989.
- Pavón-Ibarra, J. (1999). Secondary forecast models. The ENSO example, *enviado a J. Appl. Meteor.*
- Pavón-Ibarra, J. & Badan, A. (1998). ENSO modulates rainfall in the Mediterranean climate, *J. Geophys. Res. Letters* **25**: 3855-3858.
- Philander, S. G. H. (1991). *El Niño, La Niña and The Southern Oscillation*, Princeton University Press.
- Quiroz, J. (1983). The climate of the El niño winter of 1982-1983, a season of extreme climatic anomalies, *Mon. Wea. Rev.* **7**: 1685-1706.
- Redmond, G. L. & Cayan, D. R. (1994). El Niño-Southern Oscillation and western North American variability, *Sixth Conf. On Climate Variations, Nashville, TN., Amer. Meteor. Soc.* pp. 141-145.
- Rojas, P. (1999). Variabilidad climática en la península de Baja California, *Tesis de Licenciatura. Escuela de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California*

- Schroeder, J. & Nicholson, S. E. (1989). The relationship between California rainfall and ENSO events, *J. Climate* **2**: 1685–1706.
- Simmonds, I., Wallace, J. & Branstator, G. (1983). Barotropic wave propagation and climate and atmospheric teleconnection patterns, *J. Atmos. Sci.* **40**: 1363–1392.
- Smith, S. L., Shien, P. M., Leonardi, A. P. & O'Brien, J. J. (1998). Role of multiple-level atmospheric circulations in forcing ENSO winter precipitation anomalies, *Florida Ocean Atmospheric Predictions Studies, Florida State University*.
- Wallace, J. & Gutzler, D. S. (1981). Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter, *Mon. Wea. Rev.* **109**: 784–812.
- Wyrtki, K. (1971). El Niño-the dynamics response of the Ecuatorial Pacific Ocean to tropical forcing, *J. Phys. Oceanogr.* **48**: 572–584.

