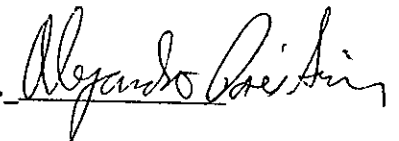


RESUMEN de la tesis de **Hugo Herrera Cervantes** presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en OCEANOGRAFIA con opción en OCEANOGRAFIA FISICA . Ensenada Baja California, México. Agosto de 1992.

PROPAGACION DE SEÑALES DE BAJA FRECUENCIA EN LA TEMPERATURA
SUPERFICIAL DEL MAR ANALIZADAS A PARTIR DE DATOS DE SATELITE
EN EL PACIFICO NOR-ORIENTAL

Resumen aprobado por :

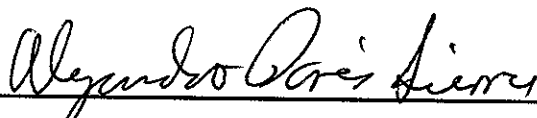
Dr. Alejandro Parés Sierra.



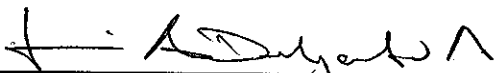
Se estudia la propagación de señales de baja frecuencia usando ocho años de datos de Temperatura Superficial del Mar (TSM) obtenidos por el sensor de infrarojo (AVHRR) del satélite de órbita polar NOAA-6. El período que cubren los datos es de 1982 a 1989, y el área de estudio comprende la parte Noreste del Océano Pacífico. Las señales detectadas en esta investigación y su comportamiento se estudian usando Funciones Empíricas Ortogonales Extendidas (FEOEs). Los resultados muestran que la variabilidad interanual de la TSM está asociada con la presencia del fenómeno de El Niño de 1982-1983. Este se manifiesta como un frente paralelo a la costa así como una intrusión de agua más caliente que el promedio proveniente del océano interior. Esta intrusión de agua anómala es detectada claramente en los diagramas de Hovmöller en 45° N y 35° N y en los espectros bidimensionales de energía para estas mismas latitudes.

El fenómeno de El Niño es explicado por las dos primeras eigenfunciones extendidas las cuales juntas contribuyen con el 90 % de la varianza. La primera eigenfunción (61 %) está asociada con la presencia de El Niño en la costa (frente meridional costero), su fase madura y su decaimiento en forma de señal que se propaga hacia el Oeste en bajas latitudes (25° N). La segunda eigenfunción (29 %) está asociada también con El Niño en forma de intrusión anómala que se extiende desde el océano interior hacia la costa, posiblemente inducida por advección de gran escala provocada por una intensificación de los vientos en el Pacífico central. Esta señal está desfasada en el tiempo aproximadamente año y medio con respecto a la señal costera. La presencia de una "latitud crítica" así como el forzamiento proveniente del océano interior en forma de intrusión son los mecanismos fundamentales que rigen el comportamiento de propagación de las señales detectadas. Al Sur de la latitud crítica, la señal costera relacionada con El Niño se propaga hacia el Oeste, mientras que al Norte hay un marcado decaimiento de esta, por la presencia de la intrusión oceánica. La rapidez de propagación hacia el Oeste de esta señal se estimó de 3.4 a 1.7 km/día en latitudes menores a 25° N.

TESIS DEFENDIDA POR: HUGO HERRERA CERVANTES
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITE:



DR. ALEJANDRO PARES SIERRA.- Director del Comité



M.C. LUIS ALBERTO DELGADO ARGOTE.- Miembro del Comité



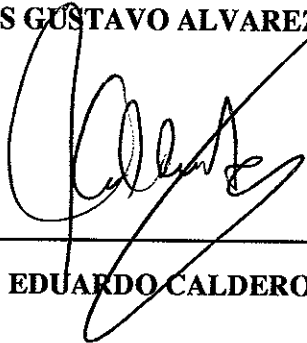
DR. EDGAR GERARDO PAVIA LOPEZ.- Miembro del Comité



DR. JUAN MANUEL LOPEZ MARISCAL.- Miembro del Comité



M.C. LUIS GUSTAVO ALVAREZ SANCHEZ.-Jefe Depto. Oceanografía Física



DR. LUIS EDUARDO CALDERON AGUILERA.-Director de Estudios de Posgrado

14 DE AGOSTO DE 1992

**CENTRO DE INVESTIGACION CIENTIFICA Y DE EDUCACION
SUPERIOR DE ENSENADA**

**DIVISION DE OCEANOLOGIA
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA FISICA**

**PROPAGACION DE SEÑALES DE BAJA FRECUENCIA EN LA
TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR ANALIZADAS A
PARTIR DE DATOS DE SATELITE EN EL PACIFICO
NOR-ORIENTAL**

TESIS

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

HUGO HERRERA CERVANTES

Ensenada, Baja California, agosto de 1992

DEDICATORIA

A mi abuelita Lupita (Q.E.P.D), a mis padres , Don Mario y Doña Luchita, a mis hermanos Mario, Rosario, Dora y Tere, y a todos mis sobrinos.

A mi esposa Patricia por el apoyo brindado.

Y en especial, esta tesis esta dedicada a mi hija Laura Patricia, como una pequeña compensación por el tiempo que no le dediqué durante sus primeros tres años.

**Los premios son muy importantes,
pero más importante es ser feliz.**

Octavio paz.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a todas las personas que de alguna forma me ayudaron en la realización de mi trabajo de tesis y durante mis estudios en CICESE.

En especial al Dr. Alejandro Parés Sierra por la dirección y buena disposición para llevar al término esta tesis.

A Edgar Pavía , J. Ma. Robles y Manuel Lopez, por el apoyo brindado durante la etapa crítica de mi estancia en CICESE.

A Carlos Lopez Famoza por la ayuda brindada en la manipulación inicial de los datos, así como en su asesoría para el uso de los paquetes de graficado del sistema SUN.

Al Jet Propulsion Laboratory de la NASA Ocean Data System por proporcionar los datos y los programas para la extracción de los mismos.

A todos mis compañeros de generación y de cubículo, Angelica (la güera), Rafael, Cristobal, Ernesto y Marcos, y de generaciones adyacentes, Verónica, Alejandro, Roberto, Luis, los cubanos, y demas cuates que por las prisas no he nombrado.

A la Secretaria de Marina, Dirección General de Oceanografía Naval (DGON).

Al Contralmirante Alberto M. Vazquez de la Cerda , Director General de la DGON por el apoyo que me ha brindado durante mi desempeño profesional y en especial por encausarme en el estudio de las ciencias del mar.

Al Vicealmirante Gilberto Lopez Lira por su buena disposición para apoyar la superación académica de los que como yo, trabajamos para la DGON.

Al personal de la Estación oceanográfica de Ensenada, en especial a Manuel Mancilla y a Clemente Jimenez, Jefe de la misma.

Al Director del Instituto Oceanográfico del Golfo y Mar Caribe, Ing. Javier Dominguez Valdez, así como a todo el personal del mismo Instituto.

Al CONACyT por el apoyo economico brindado durante mis estudios

CONTENIDO

	Página
I INTRODUCCION	1
I.1 Presentación del estudio	2
I.2 Objetivos	4
II ANTECEDENTES	5
II.1 Area de estudio	5
II.2 Generación y propagación de ondas planetarias	6
II.3 Perturbaciones interanuales de gran escala	7
III DATOS	10
III.1 Base de datos	10
III.2 Proceso de filtrado	12
IV TECNICAS DE ANALISIS	13
IV.1 Funciones empíricas ortogonales extendidas	13
V ANALISIS PRELIMINAR	18
V.1 Anomalías interanuales de TSM	18
V.2 Diagramas de Hovmöller (longitud-tiempo)	24
V.3 Espectros bidimensionales	28
V.I RESULTADOS	34
VI.1 Funciones empíricas ortogonales (análisis tradicional)	34
VI.2 Funciones empíricas ortogonales extendidas	39
VI.2.1 Primera eigenfunción extendida	40
VI.2.2 Segunda eigenfunción extendida	45
VII DISCUSION	51
VIII CONCLUSIONES	58
LITERATURA CITADA	61

LISTA DE FIGURAS

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
1	Mapa mostrando el área de estudio	3
2	Esquema de las anomalías interanuales en el transporte inducido por viento del Oeste, para explicar el comportamiento de las anomalías en la Altura del Nivel del Mar y en la Temperatura Superficial del Mar en las costas de Norteamérica. (a) corresponde a la generación de anomalías positivas y (b) a anomalías negativas. (tomado de Chelton y Davis, 1982).	9
3	Variaciones estacionales de la TSM utilizando los datos promediados mensualmente para un año en particular (1988) La escala de colores indica los valores de temperatura.	11
4	Campo de anomalías interanuales de TSM para 1983, representado por cuatro meses. El intervalo de contornos es de 0.1°C , los contornos punteados indican anomalías negativas.	19
5	Campo de anomalías interanuales de TSM para 1984, representado por cuatro meses. El intervalo de contornos es de 0.1°C , los contornos punteados indican anomalías negativas.	20
6	Campo de anomalías interanuales de TSM para 1985, representado por cuatro meses. El intervalo de contornos es de 0.1°C , los contornos punteados indican anomalías negativas.	21
7	Campo de anomalías interanuales de TSM para 1986 representado por cuatro meses. El intervalo de contornos es de 0.1°C , los contornos punteados indican anomalías negativas.	22
8	Campo de anomalías interanuales de TSM para 1987 representado por cuatro meses. El intervalo de contornos es de 0.1°C , los contornos punteados indican anomalías negativas.	23
9	Diagramas de Hovmöller (longitud-tiempo) de anomalías de TSM para los transectos de 45° y 35° N. El intervalo de contornos es de 0.1°C , contornos punteados indican valores negativos (menores al promedio). Las diagonales indican la dirección hipotética de propagación	25
10	Diagramas de Hovmöller (longitud-tiempo) de anomalías interanuales de TSM para los transectos de 25° y 21° N. Las especificaciones son como en la figura anterior.	27

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
11	Espectros bidimensionales de anomalías de TSM utilizando los datos originales (96 meses) en los transectos 45° y 35° N. Se utilizan 18 grados de libertad para un nivel de confianza del 90 %. Los contornos indican niveles de energía.	29
12	Espectros bidimensionales de anomalía de TSM utilizando los datos originales (96 meses) en los transectos de 25° y 21° N. Las especificaciones son como en la figura anterior.	30
13	Espectros bidimensionales de anomalía de TSM utilizando los datos filtrados en 45° y 35° N. Se utilizan 18 y 20 grados de libertad respectivamente para un nivel de confianza del 90 %, los contornos indican niveles de energía.	32
14	Espectros bidimensionales de anomalías de TSM utilizando datos filtrados en 25° y 21° N. Las especificaciones son como en la figura anterior.	33
15	Estructura espacial de la primer función empírica ortogonal usando el análisis tradicional. Áreas sombreadas indican valores negativos. El intervalo de contornos es de 1.0, e indica grados de variabilidad. Abajo la función de amplitudes que modula el patrón espacial.	35
16	Estructura espacial de la segunda función empírica ortogonal usando el análisis tradicional. Las especificaciones son como en la figura anterior, abajo la función de amplitudes que modula el patrón espacial.	37
17	Estructura espacial de la tercer función empírica ortogonal usando el análisis tradicional. Las especificaciones son como en la figura anterior, abajo la función de amplitudes que modula el patrón espacial.	38
18	Estructura espacio-temporal de la primer Función Empírica Ortogonal Extendida (FEOE1). Los mapas están ordenados del desfase cero (lag 0) al desfase dieciséis (lag 16) con intervalos de dos bimestres. El intervalo de contornos es de 2.0.	41
19	Estructura espacio-temporal de la segunda Función Empírica Ortogonal Extendida (FEOE2). Las especificaciones son como en la figura anterior.	46
20	Mapas de anomalía mensual de TSM a los que se dibuja la posición de la fase teórica de una onda de Rossby generada en la costa y que se propaga hacia el Oeste, comparada con la posición de la señal generada en la costa por el evento de El Niño de 1983. El mapa (a) representa la posición inicial de la fase, el mapa (b) representa la posición de la fase un año después, el mapa (c) es para dos años después, y el mapa (d) es para tres años después.	55

LISTA DE TABLAS

<u>Tabla</u>		<u>Página</u>
I	Distribución de la varianza total contenida en la serie de datos filtrados	34
II	Distribución de la varianza (%) contenida en los 5 primeros modos extendidos	39

PROPAGACION DE SEÑALES DE BAJA FRECUENCIA EN LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR ANALIZADAS A PARTIR DE DATOS DE SATELITE EN EL PACIFICO NOR-ORIENTAL.

I.- INTRODUCCION:

I.1 Presentación del estudio

En años recientes se han llevado a cabo investigaciones para tratar de explicar la variabilidad interanual de la parte Norte del Océano Pacífico. Estas investigaciones han demostrado la fuerte conexión entre la dinámica interanual del Pacífico Norte con fenómenos generados en regiones tropicales y ecuatoriales y en particular con el fenómeno de El Niño. Asimismo, ha nacido un gran interés por el estudio de las fluctuaciones de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) debido a su fuerte impacto sobre el clima en las regiones costeras y continentales de Norteamérica (Namias, 1970 y Walsh y Richman, 1981).

Con la utilización de los satélites en el campo de la investigación se abrieron nuevas perspectivas para la obtención de datos oceanográficos a nivel global. Los primeros sensores de infrarojo (radiómetros) instalados en los satélites fueron diseñados principalmente para la obtención de datos meteorológicos tales como nubes, temperatura del aire, radiación de onda larga. Los primeros radiómetros utilizados con fines oceanográficos daban información simultánea de irradiancia en 2 o más bandas espectrales (canales) en lo visible ($0.75-1.10 \mu\text{m}$) y en el infrarojo térmico ($11.0 \mu\text{m}$) la cual, mediante un algoritmo empírico, se convierte en datos de TSM. La nueva generación de satélites de órbita polar TIROS-N, NOAA6 y NOAA7, utilizados a partir de 1978 fueron equipados con Radiómetros Avanzados de Muy Alta Resolución

(AVHRR). Estos radiómetros cuentan con 4 ó 5 canales, uno en lo visible ($1.1 \mu\text{m}$), tres cercanos al infrarojo ($3.5\text{--}11.5 \mu\text{m}$) y uno en el infrarojo térmico ($11.5\text{--}12.5 \mu\text{m}$). Su campo visual instantáneo tiene una resolución terrestre de aproximadamente 1.1 km. en el nadir, mejorando la cobertura de información global de TSM.

La fuente principal de error en los datos de TSM obtenidos a partir de irradiancia, se debe a la absorción de radiación infraroja por el vapor de agua presente en la atmósfera, y a la presencia de pequeñas nubes dentro del campo visual del radiómetro. La información de TSM obtenida por AVHRR y por barcos y boyas durante un mismo período, fue comparada por Bernstein (1982) quien obtiene 82 puntos donde coinciden geográficamente ambas mediciones. Correlacionando estas mediciones se observa que los datos de TSM obtenidos por AVHRR son bastante precisos, mostrando niveles de ruido de 0.6°C . McClain et al. (1985) describieron un método para filtrar el efecto de las nubes y la atenuación atmosférica sobre los datos de TSM obtenidos por radiómetros de canales múltiples (MCSST).

Con respecto al estudio de fenómenos de gran escala utilizando datos e imágenes de satélite, Legeckis (1983) y Pullen y Bernstein (1987) detectaron en el Pacífico Ecuatorial, la propagación hacia el Oeste de ondas largas asociadas con frentes de TSM. En el Pacífico Nororiental, las fluctuaciones de la corriente de California y la formación de meandros y remolinos de mesoescala, se han identificado por imágenes de satélite (Bernstein et al, 1977), mientras que la generación y propagación hacia el Oeste de ondas planetarias se ha estudiado principalmente usando modelos numéricos. En el presente trabajo se analiza la propagación de señales de baja frecuencia en el campo de la TSM apoyándose en la excelente cobertura espacial de ocho años de datos obtenidos por AVHRR en el área comprendida entre $20^\circ\text{--}50^\circ \text{N}$ y $110^\circ\text{--}150^\circ \text{W}$ (Fig. 1). Asimismo, se analiza la influencia de fenómenos de posible origen ecuatorial (ondas costeras de

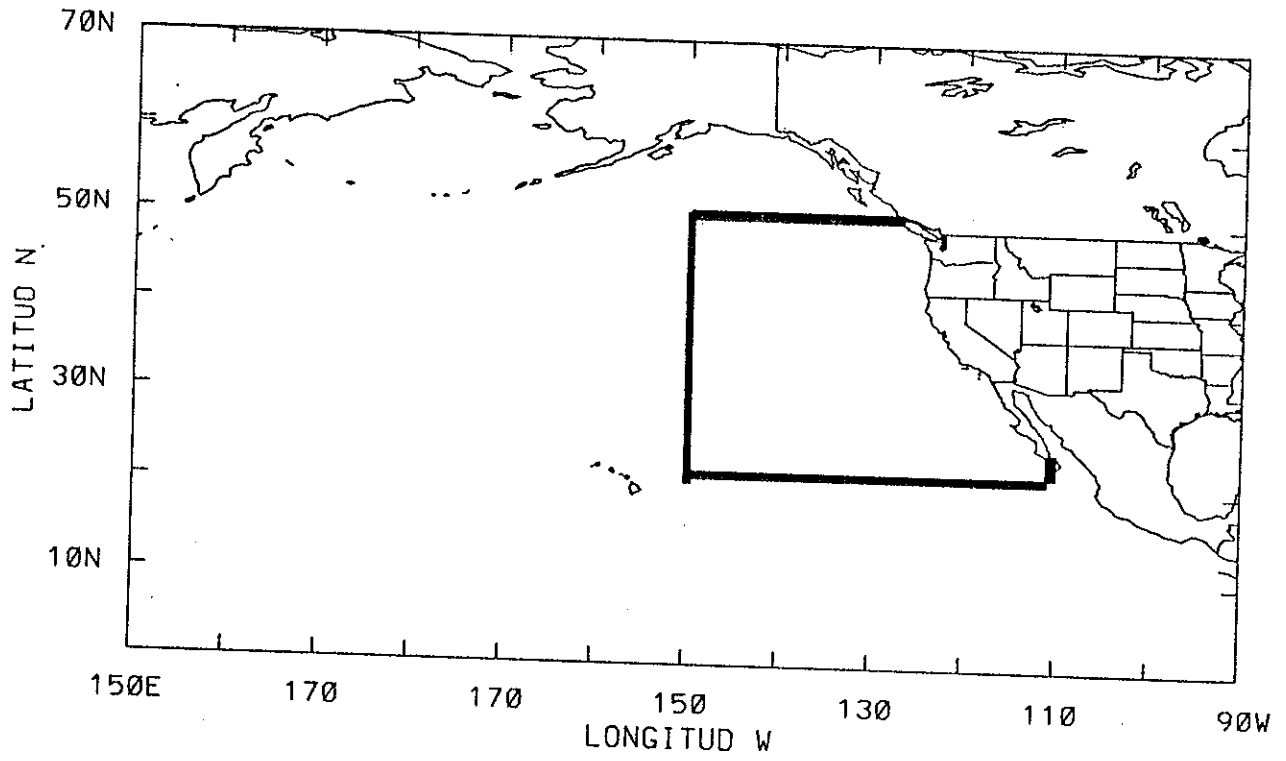


Figura 1.- Mapa mostrando el área de estudio.

Kelvin, El Niño), y del forzamiento atmosférico local sobre la dinámica de la zona de estudio, en particular sobre el campo de la TSM utilizando diferentes técnicas de análisis (diagramas de Hovmoller, espectros bidimensionales y funciones empíricas ortogonales extendidas).

I.2 Objetivos:

Los objetivos de este estudio son los siguientes.

- 1).- Detectar señales de baja frecuencia en el campo de TSM a partir de datos de satélite, y asociarlas con forzamientos locales y remotos presentes en la zona de estudio.
 - 2).- Estimar las características de variabilidad interanual más representativas del campo de TSM, durante el período que cubren los datos.
-

II ANTECEDENTES

II.1 Area de estudio.

La zona Noreste del Océano Pacífico fue una de las primeras en ser estudiadas por medio de imágenes infrarojas de satélite. En ellas se detectaron características oceanográficas y biológicas importantes tales como frentes térmicos, giros semipermanentes, características de distribución de clorofila. La zona de influencia del sistema de la Corriente de California ha estado sujeta a intensas observaciones hidrográficas desde 1949. Bernstein et al. (1977), analizaron la formación de fenómenos de mesoescala (giros) en la Corriente de California utilizando imágenes infrarojas de satélite e información hidrográfica proporcionadas por la "California Cooperative Oceanic Fisheries Investigation" (CalCOFI). Estos autores asociaron los gradientes horizontales de temperatura superficial con frentes oceánicos detectados fácilmente por las imágenes de satélite, ellos concluyeron que tanto las variaciones espaciales de la Corriente de California, así como la evolución de meandros particulares se llevan a cabo a lo largo de frentes bien definidos de TSM. McCreary (1976) asocia la relajación de zonas frías de surgencias detectadas a lo largo de las costas de California y Baja California en el verano, con la radiación hacia el Oeste de ondas planetarias. En este sentido, el fenómeno de las surgencias es un factor determinante en la dinámica estacional del área de estudio.

El impacto del fenómeno de El Niño en el área, está asociado principalmente con su variabilidad interanual; el fuerte calentamiento de las aguas superficiales en las costas de Norteamérica que acompaña a este fenómeno, ha motivado un gran interés en tratar de explicar esta conexión. Otro mecanismo importante de variabilidad interanual es la advección de gran escala (corrientes superficiales) inducida por el patrón de vientos

dominantes, los cuales están controlados por la intensificación o disminución de los centros de presión atmosférica presentes en la parte Norte del Océano Pacífico, el centro de baja presión de las Islas Aleutianas (Baja Aleutiana) y el centro de alta presión subtropical (Anticiclón Subtropical).

II.2 Generación y propagación de ondas planetarias

En el océano y la atmósfera, fenómenos de gran escala y de baja frecuencia (menor a la frecuencia inercial), están relacionados directamente con la dinámica de ondas planetarias o de Rossby, las cuales son generadas en la mayoría de los casos por forzamientos externos (por ejemplo el viento); su existencia depende de la variación del parámetro de Coriolis con la latitud, es decir, del llamado efecto Beta (ver, por ejemplo, Gill, 1982, pp. 493).

Estudios sobre mecanismos generadores de ondas planetarias se han llevado a cabo recientemente en la zona de estudio. White y Saur (1981) utilizaron la información del rotacional del esfuerzo del viento para detectar fuentes generadoras de ondas de Rossby de período anual. Mysak (1983) define las fluctuaciones de la corriente costera local frente a la Isla de Vancouver como una fuente generadora de estas ondas, cuya fase viaja hacia el Noroeste y su energía hacia el Suroeste, con períodos de un año y longitudes de onda de 300 km, comprobando lo detectado por medio de registros verticales de temperatura en la región central del Pacífico Norte por Kang y Magaard (1980). McCreary (1976), mostró que la presencia del fenómeno de El Niño en las costas de California y Baja California es debida a ondas de Kelvin generadas en el ecuador durante los episodios de El Niño y que se propagan hacia el polo atrapadas a la costa. Asimismo propone que la relajación de la energía de este tipo de ondas está asociada con propagación hacia el Oeste de ondas planetarias. Parés-Sierra y O'Brien (1989),

usando un modelo numérico con una capa activa y utilizando como parámetro el espesor de la capa superior, detectan a lo largo de la costa de la zona de estudio un comportamiento tipo-onda en el campo de anomalías, que evidencía la presencia de una "latitud crítica" (θ_c), al sur de la cual, las ondas se propagan hacia el Oeste en forma de ondas de Rossby y al Norte de la misma, se atrapan a la costa, decayendo exponencialmente hacia el Oeste. Teóricamente la posición de la θ_c está en función de la orientación de la costa y de la frecuencia y velocidad de fase de las perturbaciones generadoras de señales que se propagan hacia el Oeste. McCreary y Kundu (1987) y Grimshaw y Allen, (1988) calcularon la posición de la θ_c en 38.2° N para una onda baroclínica de período anual.

II.3 Perturbaciones interanuales de gran escala.

Weare et al, (1976) a partir del análisis de funciones empíricas ortogonales, asociaron el primer modo de variabilidad interanual de la TSM en el Pacífico Norte con el fenómeno de El Niño, mostrando que la TSM en las costas de América del Norte es coherente con las variaciones de la TSM en las costas de América del Sur durante eventos fuertes. Con respecto al forzamiento atmosférico de gran escala en la zona de estudio, Emery y Hamilton (1985) utilizaron 47 años de promedios estacionales de presión atmosférica a nivel del mar (PNM) en el Pacífico Norte para correlacionarlos con anomalías de TSM y de nivel del mar en la costa. Ellos observaron que una intensificación de la Baja Aleutiana se presenta durante eventos fuertes de El Niño y está asociada con un marcado calentamiento de las aguas costeras, con anomalías de TSM mayores a 1° C y con altos registros del nivel del mar en la costa.

Chelton y Davis, (1982) explicaron la asociación entre las corrientes geostróficas interanuales generadas por el viento en el centro del Océano Pacífico y la variabilidad

del nivel medio del mar (NMM) en la costa Oeste de Norteamérica. Para explicar esto, ellos proponen un patrón de transporte geostrófico interanual, diferente al esquema tradicional de circulación que domina la zona (Fig. 2), a partir del cual suponen que anomalías positivas (negativas) del NMM están asociadas con transporte geostrófico anómalo cuasi-permanente hacia el polo (ecuador). La variabilidad de este transporte es asociado a fluctuaciones de la corriente de chorro en la atmósfera.

Davis (1976 y 1978), hace un análisis entre las anomalías de TSM y de PNM utilizando funciones empíricas ortogonales en el Pacífico Norte, encontrando que las anomalías estacionales de TSM se correlacionan bien con las anomalías estacionales de PNM. Davis (1976), sugiere que la correlación entre ambos campos se debe a dos mecanismos importantes; (1) advección oceánica inducida por vientos del Sur sobre el Pacífico Central, lo cual genera advección de agua caliente hacia el Noreste; y (2) por flujos de calor asociados a vientos del sur sobre el Pacífico Central llevando aire más caliente y húmedo que el normal hacia el norte, generalizándose como lluvias anómalas en la región costera (flujos de calor hacia el océano). Basándose en la respuesta oceánica al forzamiento atmosférico, Davis propone a partir del patrón general de estos dos campos, que las anomalías de TSM son el resultado y no la causa de anomalías de la PNM.

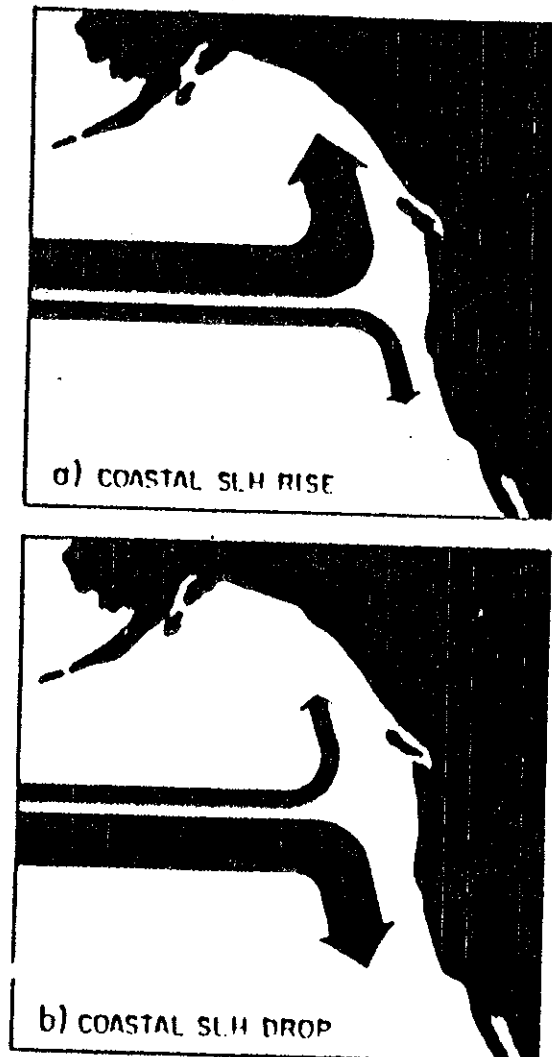


Figura 2.- Esquema de las anomalías interanuales en el transporte geostrófico inducido por viento del Oeste, para explicar el comportamiento de las anomalías en la altura del Nivel del Mar y en la Temperatura Superficial del Mar en las costas de Norteamérica. El esquema (a), corresponde a la generación de anomalías positivas y el (b) a anomalías negativas. (Tomado de Chelton y Davis , 1982).

III DATOS.

III.1 Base de datos

Los datos usados en este estudio forman parte de los análisis globales semanales de Temperatura Superficial del Mar obtenidos por el Jet Propulsion Laboratory (JPL), de la NASA Ocean Data System (NODS) para el océano mundial. Estos se derivan de la información obtenida por el sensor de infrarojo (AVHRR) del Satélite NOAA-6, almacenados en archivos de promedios semanales globales para una malla de 2048 x 1024 puntos cubriendo a la Tierra desde 180° W a 180° E de Longitud por 90° N a 90° S de Latitud, con tamaño de malla de 0.175° (~19 km por lado). Areas en donde el efecto de nubes no permitió obtener información, se llenan con datos interpolados utilizando el método de relajación Laplaceana con los datos vecinos (Smith et al, 1991). Los valores en tierra son estandarizados con números especiales, la posición geográfica asignada a cada elemento de malla corresponde al punto central del mismo.

Se extrajo la información de 8 años de datos de TSM (1982-1989), correspondiente al área comprendida entre 150°-110° W y 20°-50° N, la malla que se forma es de 228 x 171 puntos. Teniendo la información semanal de TSM para el área de estudio, se procedió a generar promedios mensuales, eliminando parcialmente el ruido producido por las interpolaciones hechas en áreas donde el efecto de las nubes fue importante. Se obtuvo una serie de 96 eventos mensuales que en adelante llamaremos datos originales. La Fig. 3 muestra una secuencia de imágenes utilizando los datos mensuales de TSM para el año de 1988, la variación estacional de la TSM en la zona de estudio es evidente.

Se estructuró un archivo global de datos mensuales ordenados secuencialmente para facilitar la manipulación de la información con las diferentes técnicas utilizadas. Debido al gran tamaño de la matriz de desfases formada para calcular las funciones empíricas ortogonales extendidas (ver, sección IV.1), se diezmó la información en el espacio a 114 x 85 puntos con tamaño de malla de 0.350 ° (~38 Km), y en el tiempo a 48 eventos bimensuales.

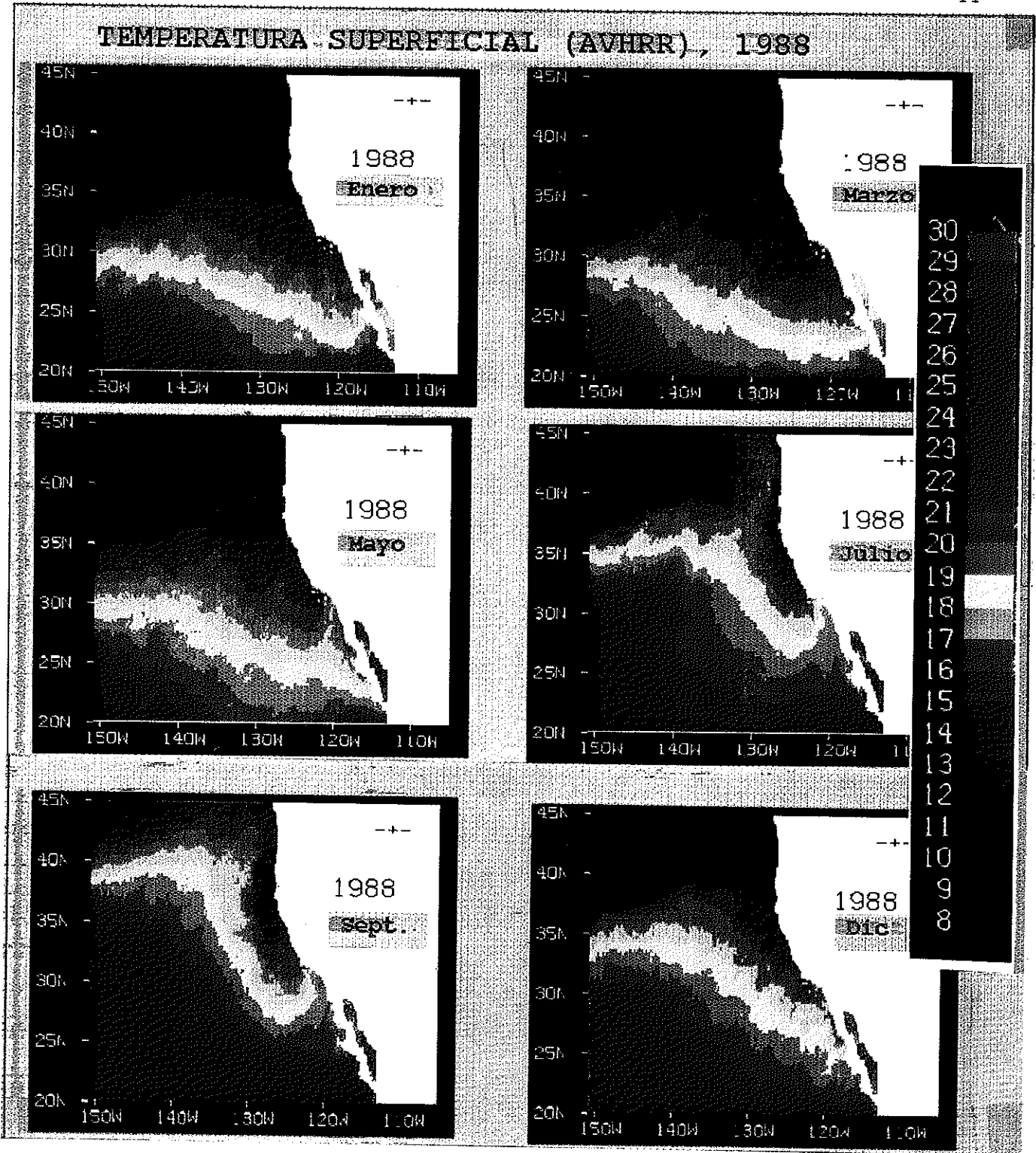


Figura 3.- Variaciones estacionales de la TSM utilizando los datos promediados mensualmente para un año en particular (1988). La escala de colores representa los valores de temperatura.

IV.2 Procesos de filtrado

A la serie bi-dimensional original se le filtró la señal anual para hacer resaltar las señales de frecuencias mas bajas, presentes en la serie de eventos mensuales. Se utilizó como filtro "paso bajo" el promedio corrido con 13 pasos (meses). Este fue utilizado 2 veces para atenuar los lóbulos que se forman en la función de respuesta. Finalmente a los datos filtrados se les restó el promedio global de toda la serie para obtener el campo de anomalías. Comúnmente el filtro de promedios corridos es definido para una serie de tiempo $T(t)$ como :

$$F(t) = \frac{1}{2M+1} \sum_{t-M}^{t+M} T(t)$$

Para eliminar la señal anual de una serie de datos mensuales se utiliza:

$$M = 6, \quad t = 1, \dots, NT$$

donde NT es el número de eventos de la serie. En este caso el doble promedio corrido elimina 24 meses (12 al inicio y 12 al final) quedando la serie en 72 eventos mensuales (1983-1988). Con este proceso nuestros datos filtrados mantienen la información de frecuencias bajas, eliminando las frecuencias altas. La ventana espectral correspondiente a este doble filtro es (Jenkins y Watts, 1968, pp. 242):

$$F_2(f) = \frac{\text{sen}^2 [(2M+1)f]}{(2M+1)^2 f^2}$$

IV TECNICAS DE ANALISIS

IV.1.- Funciones Empíricas Ortogonales Extendidas (FEOEs)

En el análisis tradicional de Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs), básicamente se define un número pequeño de funciones, las cuales explican gran cantidad de la varianza contenida en un juego de datos de cualquier campo geofísico. A diferencia de otras representaciones ortogonales (análisis de Fourier, etc) estas funciones no necesitan que la(s) variable(s) a analizar tenga una forma predeterminada, sino mas bien, depende de la interrelación de los datos que van a ser analizados, como en el caso de la TSM, la cual no tiene una forma analítica conocida.

Cuando se desean analizar las características de propagación, el análisis tradicional es insuficiente debido a que solo puede mostrar características estacionarias, a menos que se haga una combinación de las mismas funciones (Lau y Chan, 1985). La técnica de las Funciones Empíricas Ortogonales Extendidas (FEOEs) descrita a continuación, es una variación del análisis tradicional, en donde se analiza en forma secuencial la varianza espacial de una serie de eventos desfasados en el tiempo. Esta técnica es muy útil para sintetizar una gran cantidad de información ordenado en forma secuencial. En este estudio se tiene a la TSM como campo geofísico ordenada en forma vectorial, en donde cada vector representa la información de un bimestre, y a la que definimos por:

$$T(i, t),$$

$$i=1, 2, \dots, NP \quad \text{y} \quad t = 1, 2, \dots, NT$$

donde NP denota el número de puntos espaciales (elementos del vector) y NT el número de eventos temporales. Construimos una serie de "vectores extendidos" en el tiempo T_{ex}

y desfasados entre sí τ eventos (desfase unitario), cuya longitud será de $NP \cdot J$, donde J es el número de eventos que lo forman (desfase temporal). El valor de J se asigna tomando en cuenta el período del fenómeno físico involucrado en los datos.

$$T_{ex}(t, t+\tau, \dots, t+(J-1)\tau) = \{[T_{i,(t)}], [T_{i,(t+\tau)}], \dots, [T_{i,(t+J\tau)}]\}$$

Como lo indica la ecuación anterior, el vector extendido T_{ex} está formado por J eventos temporales, donde $T_{i,(t)}$ es el evento inicial de la serie (primer bimestre). La serie original se ordena de acuerdo al número de T_{ex} formados, como se muestra en el esquema siguiente.

$$\begin{array}{l} \text{desfase 0} \\ \text{desfase 1} \\ \text{desfase 2} \\ \vdots \\ \text{desfase } nt-1 \end{array} \left[\begin{array}{l} nt = 1 \quad [1], [2], [3], \dots, [J] \\ nt = 2 \quad [2], [3], [4], \dots, [J+1] \\ nt = 3 \quad [3], [4], [5], \dots, [J+2] \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ nt = [(NT-J)+1], \dots, [NT] \end{array} \right]$$

En el esquema anterior los números encerrados en corchetes representan el número de evento (vector o matriz bimensual), y nt es el número de vectores extendidos formados con los datos. El primer renglón o primer vector extendido contiene la información de los primeros J eventos, y representa al desfase cero, en el siguiente renglón la información está ordenada a partir del evento 2 finalizando en el evento $J+1$ representando al desfase 1, y así sucesivamente hasta completar el arreglo con toda la serie original (NT). El análisis de las funciones empíricas ortogonales extendidas, hace que cada eigenfunción sea representada por J patrones espaciales desfasados en el tiempo. Con el método tradicional el análisis se lleva a cabo una sola vez para toda la

serie de datos, obteniendo un solo patrón espacial para cada eigenfunción.

Para aplicar la metodología, los vectores extendidos se ordenan de la forma siguiente:

$$T_{ex(i,j)}^* = \begin{bmatrix} T_{1,1} & T_{1,2} & T_{1,3} & \dots & T_{1,nt} \\ T_{NP,1} & T_{NP,2} & T_{NP,3} & \dots & T_{NP,nt} \\ T_{1,2} & T_{1,3} & T_{1,4} & \dots & T_{1,nt+1} \\ T_{NP,2} & T_{NP,3} & T_{NP,4} & \dots & T_{NP,nt+1} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ T_{1,J} & T_{1,J+1} & T_{1,J+2} & \dots & T_{1,NT} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ T_{NP,J} & T_{NP,J+1} & T_{NP,J+2} & \dots & T_{NP,NT} \end{bmatrix}$$

donde i es la posición y j es el número de evento. Esta matriz $T_{ex(i,j)}^*$ tiene dimensiones de $[NP*J, nt]$. Utilizando la descomposición en funciones ortogonales, los datos pueden ser representados como la suma de los productos de las amplitudes variando en el tiempo $A_{n(t)}$ con sus eigenfunciones espaciales asociadas $Z_{ex(n)}$:

$$T_{ex}(t, t+\tau, \dots, t+J\tau) = \sum_{n=1}^{nt} A_{n(t)} \cdot Z_{ex,n}(0, \tau, 2\tau, \dots, (J-1)\tau)$$

$A_{n(t)}$ es llamada también la matriz de coeficientes temporales o componentes principales y es una matriz cuadrada de $nt * nt$, las dimensiones de $Z_{ex(n)}$ son entonces $[NP*J, nt]$. Las eigenfunciones $Z_{ex(n)}$ se calculan a partir de la solución de la ecuación de eigenvalores, ya que son ortogonales y a su vez son una combinación lineal de todos los datos disponibles. Resolviendo la siguiente ecuación:

$$\Gamma_{i,j} \cdot Z_{ex} = \lambda \cdot Z_{ex}$$

donde $\Gamma_{i,j}$ es la matriz de covarianzas desfasadas y λ su eigenvalor. La matriz $\Gamma_{i,j}$ esta definida como:

$$\Gamma_{i,j} = \langle T_{ex,i(nt)} \cdot T_{ex,j(nt)} \rangle \equiv \frac{1}{NP*J} \sum_{k=1}^{nt} T_{ex,i,k} \cdot T_{ex,j,k}$$

donde: $i, j = 1, 2, \dots, NP*J$

El paréntesis angular indica un promedio en el dominio del tiempo (nt). La matriz de covarianzas desfasadas Γ es una matriz simétrica definida positiva, la suma de los valores de la diagonal principal (la traza de Γ) representa la varianza total contenida en los datos de la matriz extendida. Asimismo el más alto porcentaje de la varianza esta representado por los primeros eigenvalores (λ_n) y sus correspondientes eigenfunciones ($Z_{ex(n)}$). La distribución espacial de la varianza expresada por los $Z_{ex(n)}$ puede ser determinada trazando contornos de ellos en el espacio formado por NP para un desfase en tiempo. La varianza representada por la n-ésima función $Z_{ex(n)}$ (σ_n), está relacionada con el eigenvalor (λ_n) de la matriz de covarianzas por la siguiente expresión :

$$\sigma_n = \frac{\lambda_n}{\sum_m \lambda_m}$$

Esta técnica de desfases ha sido utilizada principalmente en Meteorología, como ejemplo está el trabajo de Barnett y Hansselmann (1979) quienes lo aplicaron en su modelo de la atmósfera tropical, Weare y Nasstrom (1982) hacen una descripción detallada de esta técnica, refiriéndose a tales funciones como "extendidas". La ventaja

más importante con respecto al método tradicional (FEOs) es que los FEOEs combinan la covarianza espacial y temporal de la información para producir eigenfunciones (eigenmodos) que tienen dependencia temporal y espacial, lo que ayuda a comprender características complejas de propagación. Físicamente las funciones $Z_{ex(n)}$ describen regiones espaciales que están correlacionadas en sentido positivo o negativo. Por ejemplo, áreas de valores positivos de $Z_{ex(n)}$ corresponden a regiones donde la variabilidad espacial y temporal es coherente (en fase). Áreas con valores negativos de $Z_{ex(n)}$ sobre el mismo mapa pueden corresponder a regiones de variabilidad coherente, pero correlacionadas negativamente con la región positiva (Barnett, 1977). Su representación en el tiempo está expresada por su función de amplitudes (componente principal).

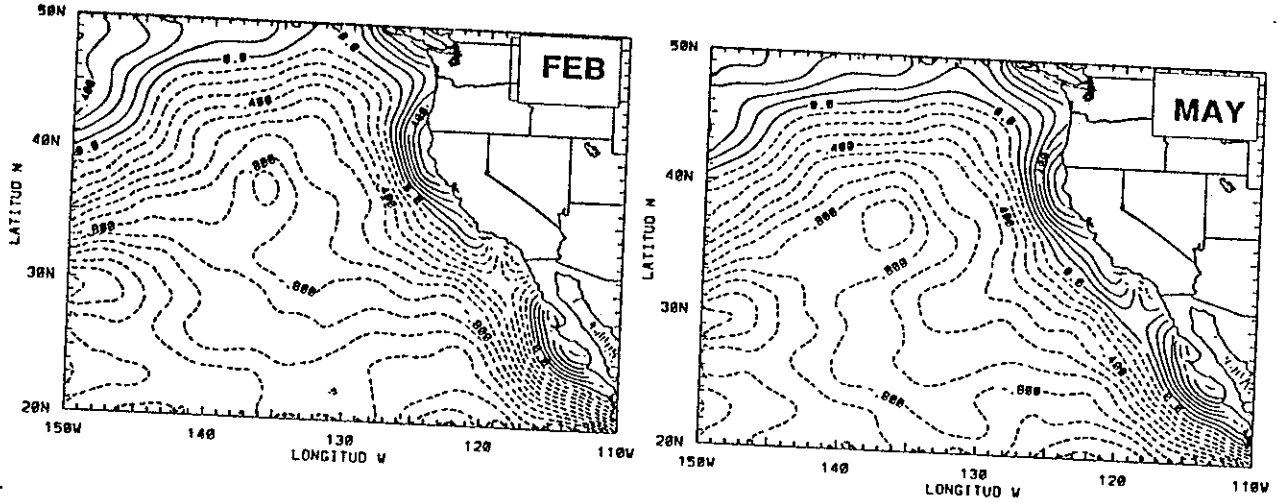
V ANALISIS PRELIMINAR:

V.1 Anomalías interanuales.

El campo de anomalías que se muestra en esta sección es el resultado de restar a cada uno de los eventos mensuales filtrados, el promedio total de la serie, obteniendo la información de anomalías interanuales de la TSM. A continuación se presenta la información de anomalías mensuales de TSM para el período de 1983 a 1987, donde las características de propagación fueron más evidentes.

La secuencia de mapas de anomalías mensuales (cuatro por año) representa el comportamiento interanual anómalo de la TSM. En la información de 1983 (Fig. 4), se aprecia claramente un fuerte gradiente de anomalías positivas que se generaliza a lo largo de la costa como un frente meridional, con valores mayores a 1.0° C. Esto es una evidencia de la presencia del evento de El Niño, ya que los primeros seis meses de 1983 son asociados con su "fase madura" o de mayor intensidad, para después iniciar la fase de su decaimiento. En la segunda mitad de este año (agosto-noviembre), el frente empieza a expandirse hacia el Oeste, siendo más evidente en latitudes bajas.

En los primeros mapas de 1984 (Fig. 5), se presenta en la parte Oeste del área de estudio una intrusión de anomalías positivas provenientes del Océano interior, las cuales intersectan al frente costero asociado con la presencia de El Niño en la costa. La interacción de las anomalías provenientes del Océano interior con el frente costero hace que éste se seccione a la altura de 35° N. Al Sur de esta latitud, el remanente del frente costero presenta características de propagación hacia el Oeste, mientras que al Norte tiende a mezclarse con las anomalías provenientes del Océano interior. En los mapas de 1985 (Fig. 6), se muestra como la señal costera de anomalías positivas que se propaga hacia el Oeste, se ha despegado completamente de las costas de Baja California, ampliando su área de influencia hacia el Oeste, mientras que las anomalías del mismo signo provenientes del océano interior lo hacen hacia el Norte. En los últimos mapas de este año (agosto-noviembre), ambos centros de anomalías positivas se unen dominando



1983

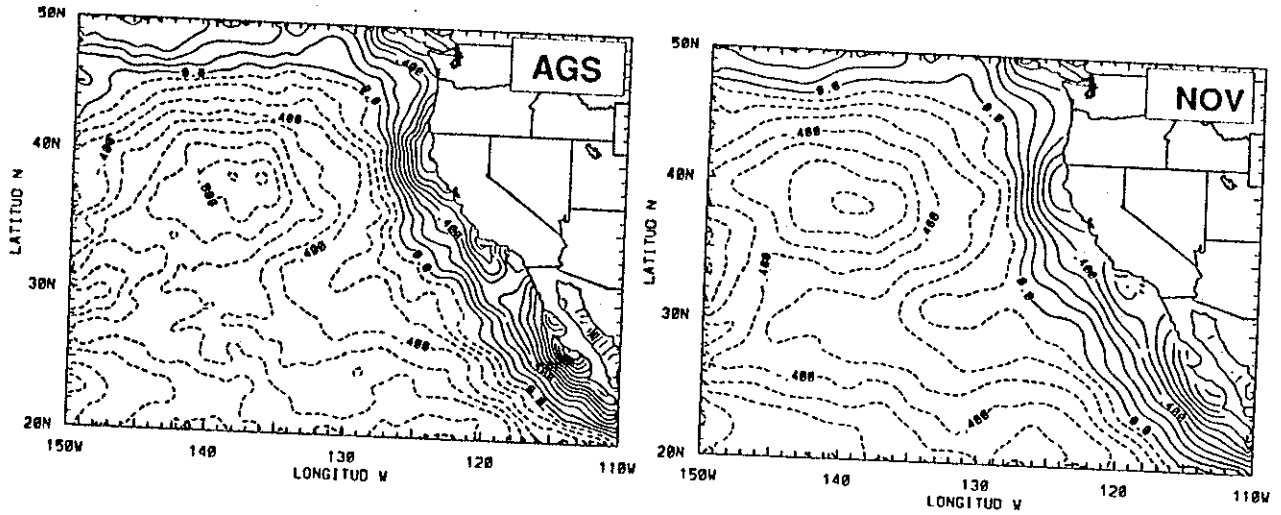
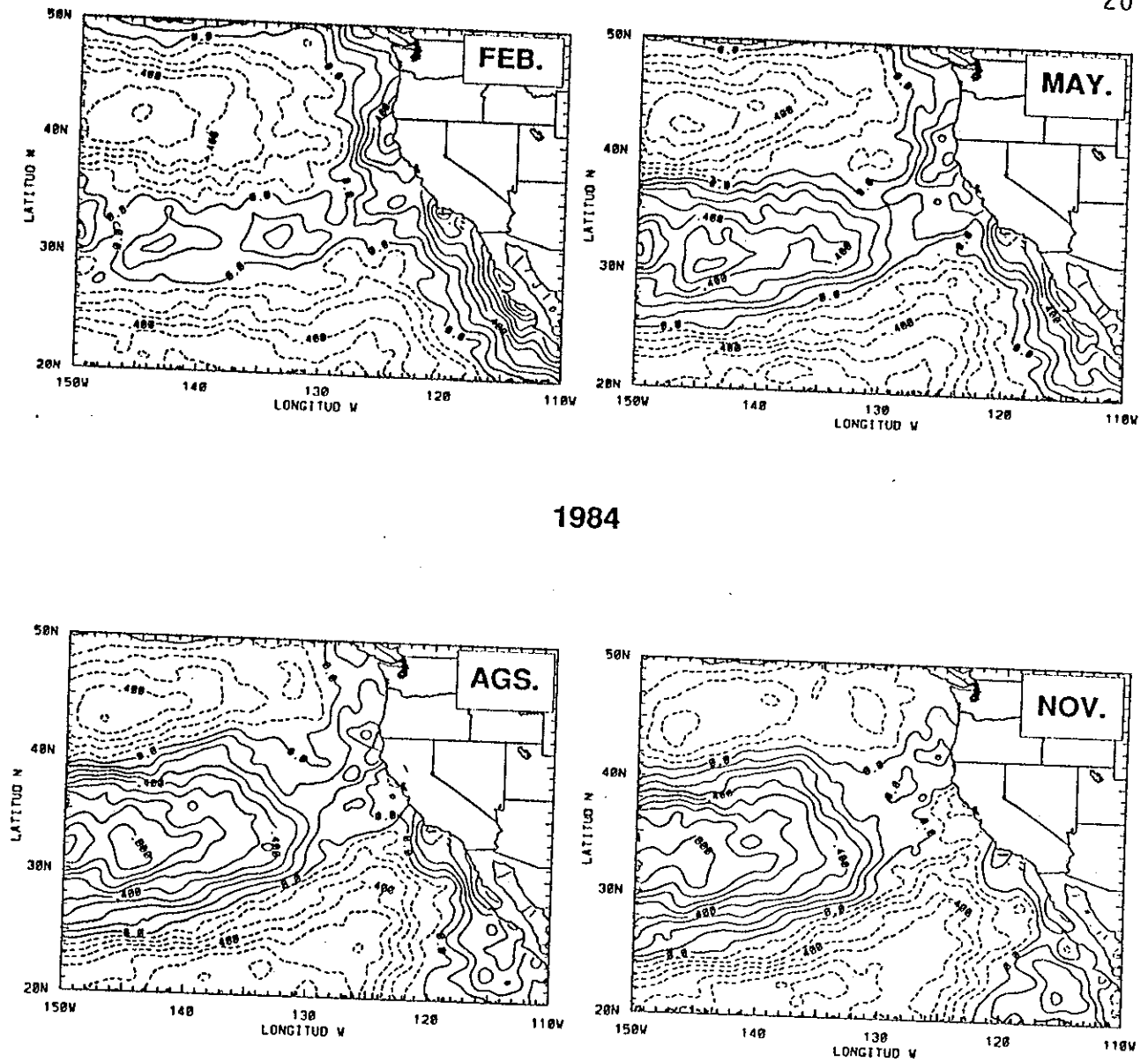
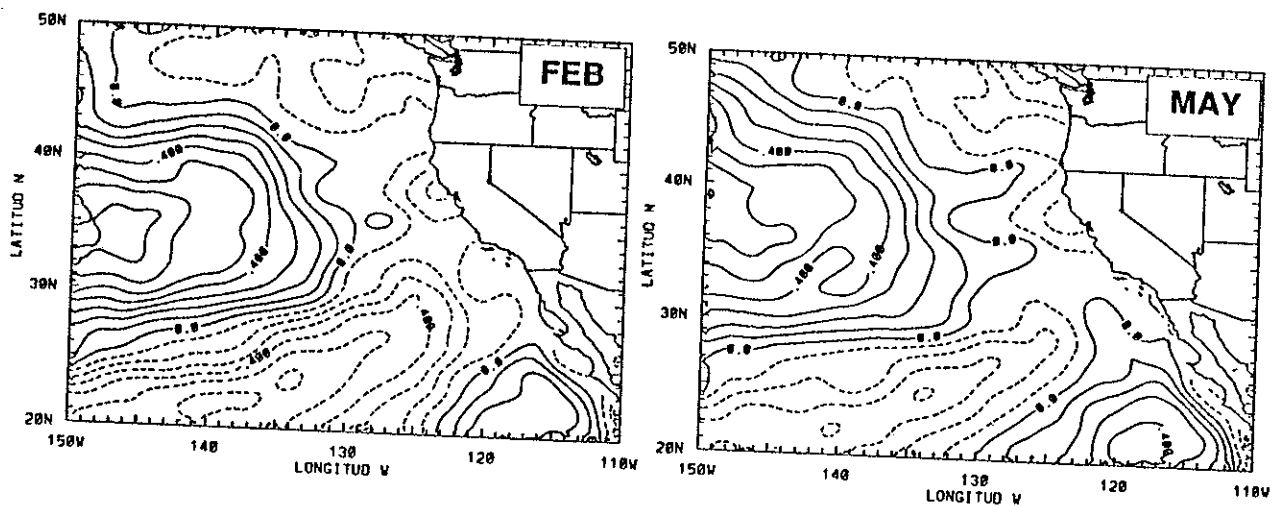


Figura 4.- Campo de anomalías interanuales de TSM para 1983, representado por cuatro meses. El intervalo de contornos es de 0.1° C, los contornos punteados indican anomalías negativas..



1984

Figura 5.- Campo de anomalías interanuales de TSM para 1984, representado por cuatro meses. El intervalo de contornos es de 0.1 C, los contornos punteados indican valores negativos.



1985

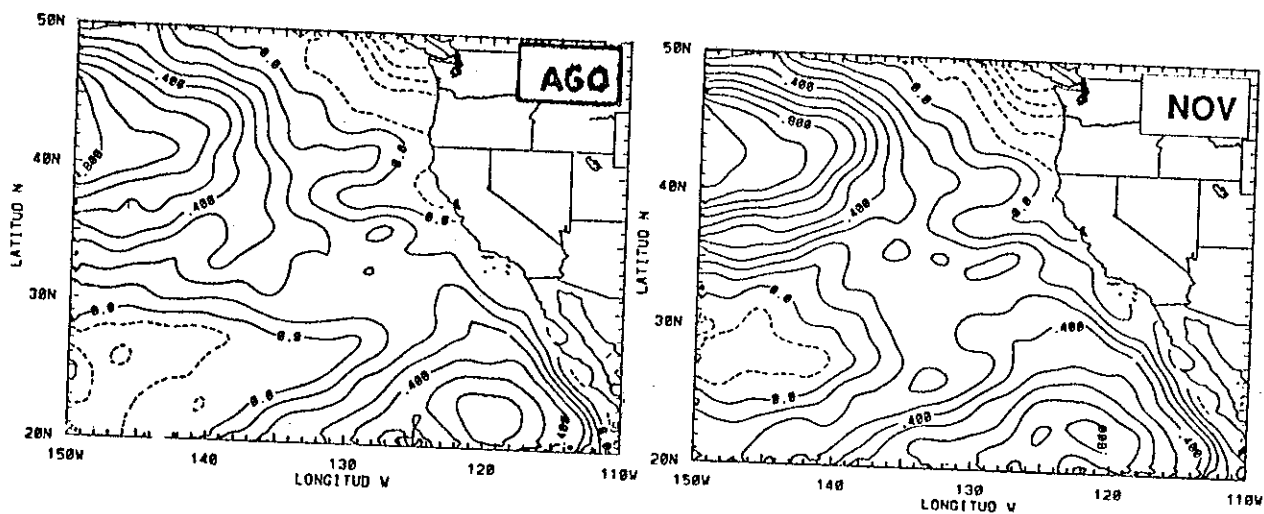
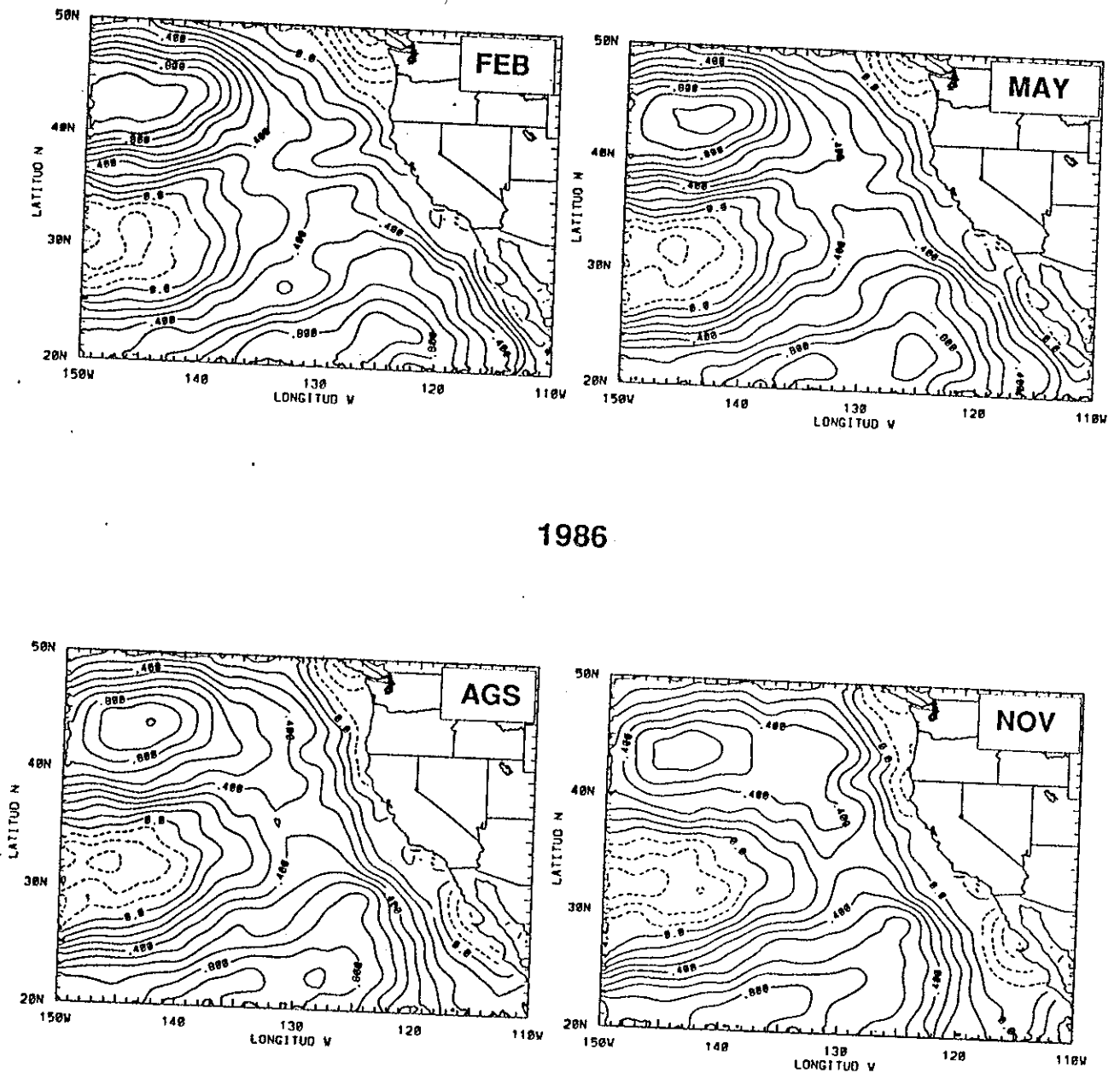


Figura 6.- Campo de anomalías interanuales de TSM para 1985, representado por cuatro meses. El intervalo de contornos es de 0.1° C, los contornos punteados indican anomalías negativas.



1986

Figura 7.- Campo de anomalías interanuales de TSM para 1986, representado por cuatro meses. El intervalo de contornos es de 0.1°C, los contornos punteados indican anomalías negativas.

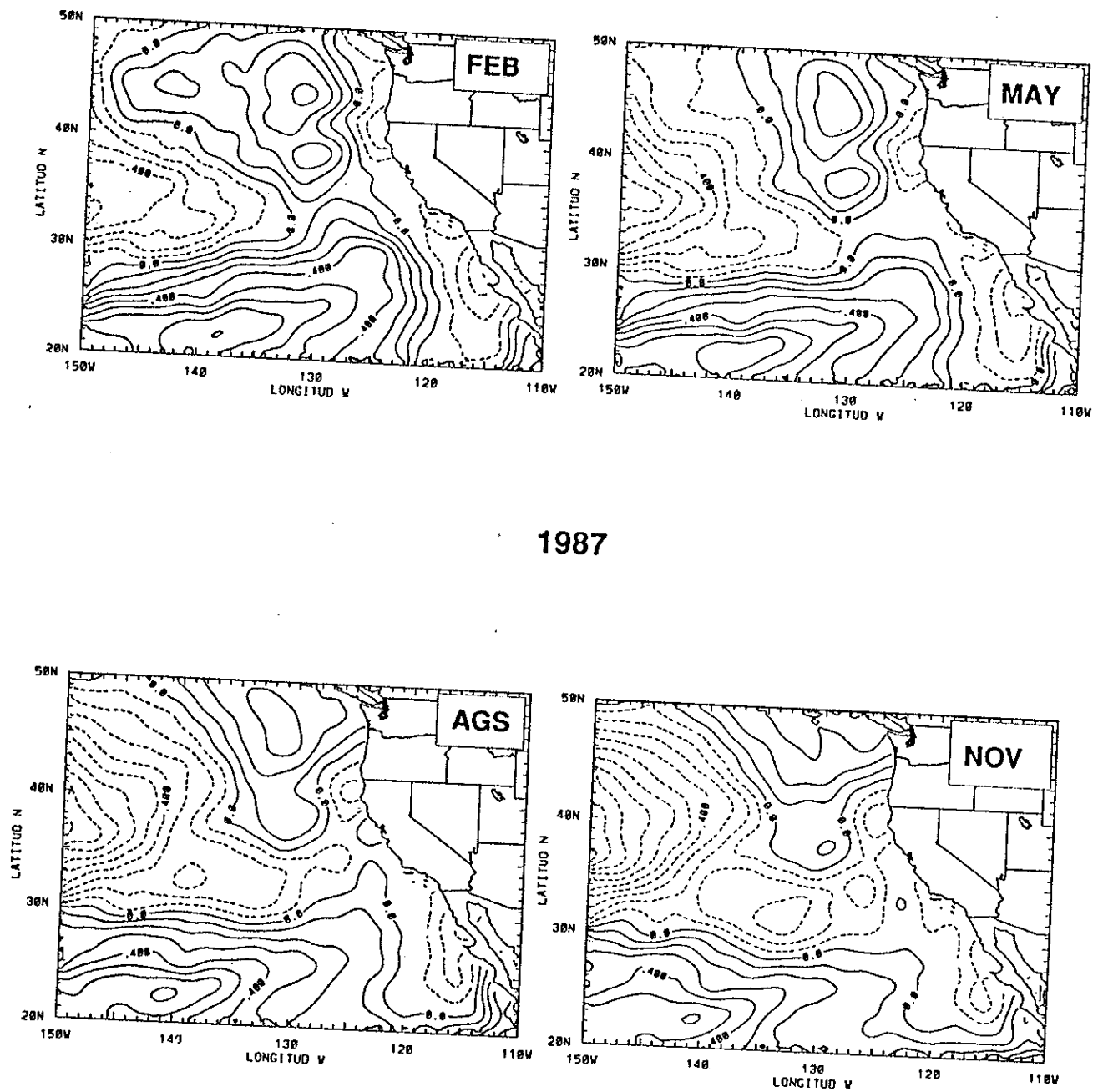


Figura 8.- Campo de anomalías interanuales de TSM para 1987, representado por cuatro meses. El intervalo de contornos es de 0.1° C, los contornos punteados indican anomalías negativas.

gran parte del área de estudio, mostrando dos núcleos de valores relativamente altos, uno en la parte Noroeste y el otro frente a las costas de Baja California, este último asociado con la señal de anomalías positivas que se propaga hacia el Oeste.

El patrón de anomalías mostrado en 1985, continúa presentándose más intensamente en 1986 y parte de 1987 (Fig. 7 y 8). En la segunda mitad de 1987, vuelven a separarse estos dos centros de anomalías positivas, la propagación hacia el Oeste de la señal generada en la costa sigue siendo más intensa al Sur de $\sim 35^\circ$ N, llegando a la frontera Oeste del área de estudio en el transcurso de este año. El remanente de la señal de anomalías positivas detectada como una intrusión sobre la zona de estudio desde el Pacífico Central se ha trasladado al Norte y hacia la costa, inhibiendo a su vez a las anomalías negativas generadas en la costa.

IV.2 Diagramas de Hovmoller (longitud-tiempo)

Con la información de anomalías mensuales, se generan diagramas de Hovmoller (x-t) en transectos zonales localizados en 45° , 35° , 25° y 21° N, con la finalidad de observar las fluctuaciones de TSM, e intentar detectar visualmente algún tipo de señal propagándose desde la región costera hacia el Oeste. En todos los transectos se detecta una señal que se genera en la costa y se propaga lentamente hacia el Oeste en los primeros 24 meses de la serie (1983-1985), siendo más notorio en las anomalías de 25° y 21° N, asociando ésta con el evento de El Niño de 1982-1983 (Niño costero).

En el diagrama de 45° N (Fig. 9) se muestra una intrusión de anomalía positiva proveniente del océano interior, la cual presenta una mayor intensidad a partir de 1985, propagándose hacia la costa y llegando a ella a finales de 1987. La señal asociada con "El Niño costero" está restringida a la zona costera durante los primeros 24 meses de la serie, su rapidez de propagación se estimó en 1.4 km/día, tomando como base la variación espacial y temporal de la isolínea de anomalía cero. En 35° N la anomalía proveniente del océano interior se presenta a partir de 1984, un año antes que en 45° N, interactuando a la altura de 130° W con la generada en la costa y asociada con el evento

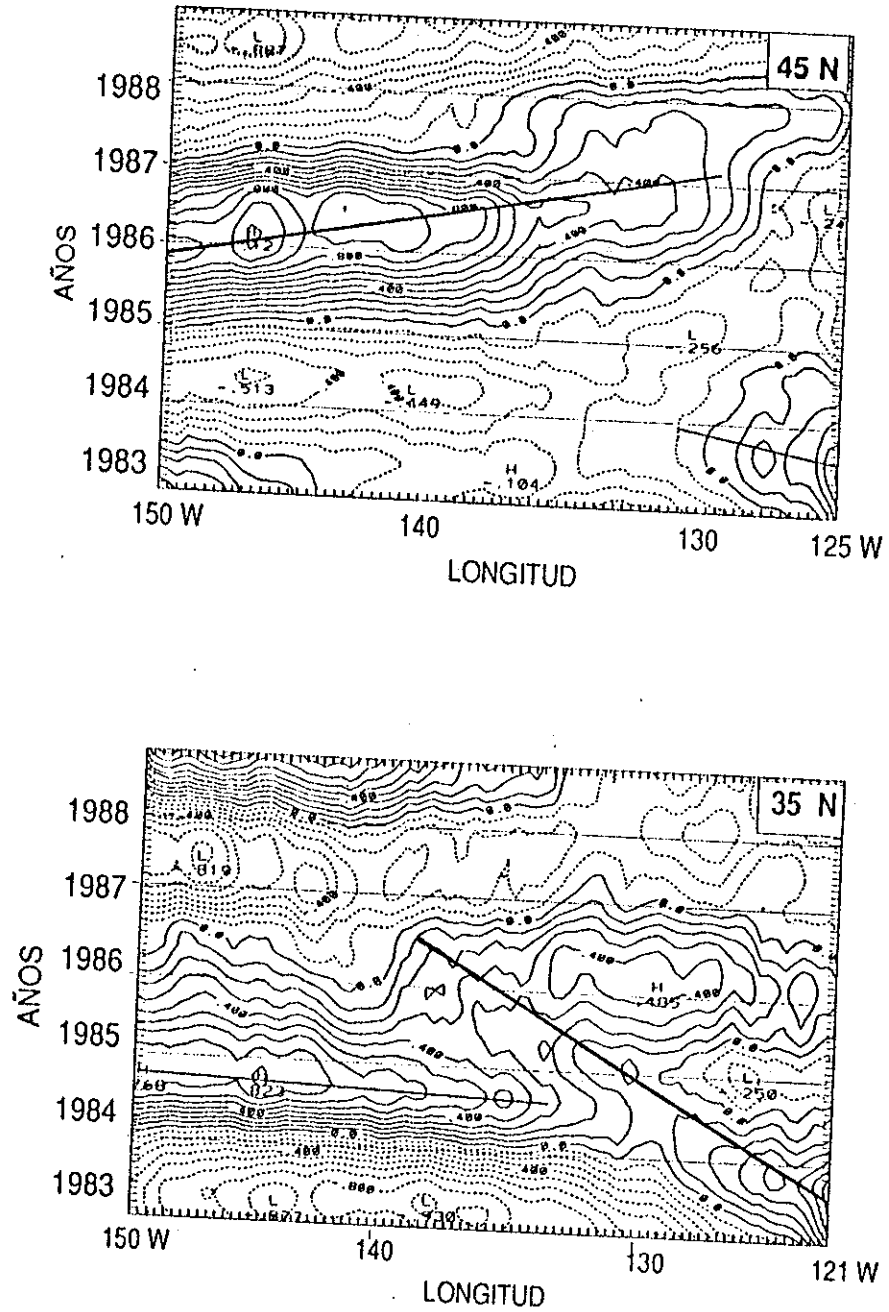


Figura 9- Diagramas de Hovmoller (longitud-tiempo) de anomalías interanuales de TSM para los transectos de 45° N y 35° N . El intervalo de contornos es de 0.1° C, los contornos punteados indican valores negativos (menores que el promedio). Las diagonales indican dirección hipotética de propagación.

de El Niño. La interacción de anomalías positivas, se detectó en los mapas de anomalías de la sección anterior. La rapidez de propagación de la señal costera se estimó en 1.3 km/día utilizando el mismo criterio del transecto anterior. Algo notorio en la frontera Oeste de los diagramas anteriores, es el cambio de signo en los valores de anomalía al paso del tiempo, lo que indica una intensa actividad a la altura de estas latitudes.

La señal de anomalía positiva proveniente del océano interior detectada en estos diagramas está relacionada con las corrientes oceánicas inducidas por vientos del Pacífico central, y que por advección, hacen que las anomalías positivas de TSM, más caliente que el promedio se dirijan hacia la costa. Chelton y Davis (1982), basándose en el patrón de variabilidad atmosférica propuesto por Davis (1978) para el Pacífico Norte, sugieren que, vientos superficiales ciclónicos (anticiclónicos) inducen corrientes hacia el polo (ecuador). En este caso, las anomalías positivas provenientes del Océano interior pueden ser asociadas con vientos superficiales ciclónicos induciendo advección de gran escala con dirección hacia el Noreste.

La Fig. 10, presenta la información de los transectos en 25° y 21° N, mostrando un esquema más evidente de propagación hacia el Oeste de señales generadas en la costa. En el transecto de 25° N valores de anomalía positiva del orden de 1.0° C, son detectados a mediados de 1983 en la región costera; dos años y medio después estos valores de anomalía se trasladan hacia el Oeste aproximadamente a 123° W, extendiendo su área de influencia hasta 140° W. La rapidez de propagación del máximo de anomalía positiva en 25° N, se estimó en 1.5 km/día. El diagrama de 21° N, prácticamente repite la información anterior. La señal de El Niño es evidente en la primera mitad de 1983 en 110° W y para 1986, domina todo el transecto. La rapidez de propagación de esta señal se estimó en 1.7 km/día.

La intrusión de anomalías provenientes del océano interior, es más evidente en latitudes mayores a 30° N, donde inhiben la propagación hacia el Oeste del frente costero generado durante el evento de El Niño. Al Sur de esta latitud, su presencia es menos importante, por lo que señales generadas en la costa en bajas latitudes, se

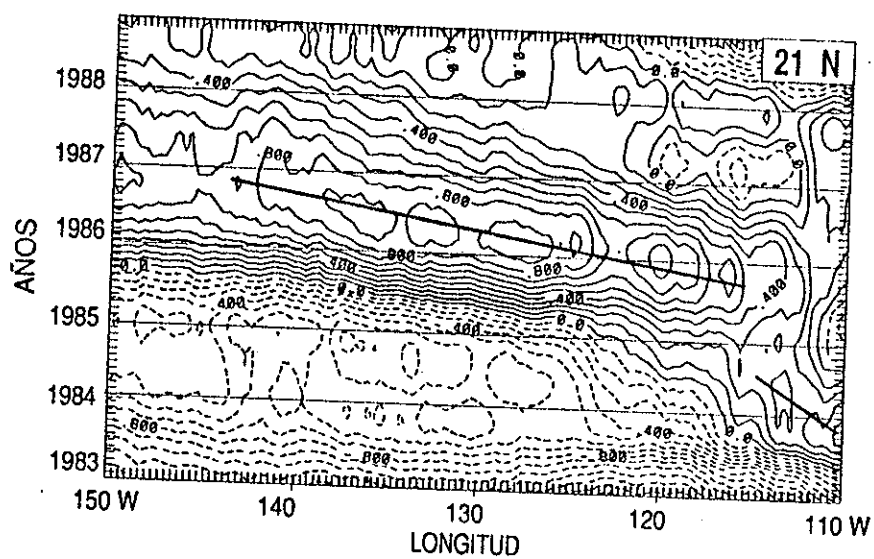
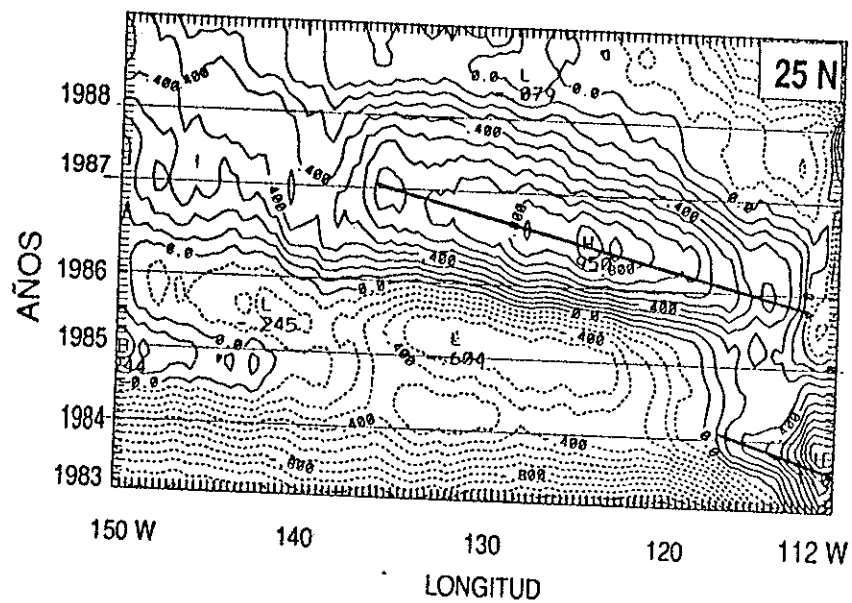


Figura. 10 Diagramas de Hovmoller (longitud-tiempo) de anomalías interanuales de TSM para los transectos de 25° N y 21° N. Las especificaciones son como en la figura anterior.

propagan más libremente hacia el Oeste, como lo demuestran los diagramas de Hovmoller en 25° y 21° N.

VI.3 Espectros Bidimensionales:

Teniendo la información de TSM en diagramas espacio-temporales para los diferentes transectos zonales (21° , 25° , 35° y 45° N), se procedió a transformarla al espacio de frecuencia-número de onda utilizando análisis espectral. Los espectros se calcularon tanto para los datos originales como para los datos filtrados, tratando de visualizar alguna asimetría del pico máximo espectral que nos indique propagación de la energía. Se comprobó que los máximos espectrales para los datos originales se encuentran alineados con la frecuencia anual y son simétricos con respecto al número de onda.

En los espectros de 45 y 35° N utilizando los datos originales (Fig. 11), se aprecia un pico secundario de energía con período de ~ 4 años (1500 días), asociado probablemente con la presencia de El Niño en estas latitudes. En los espectros de 25° y 21° N (Fig. 12), aparte del pico espectral centrado en el período anual, se detectan dos más; uno centrado en el período de ~ 5.5 años (2000 días), asociado también con eventos de El Niño, y el otro centrado en el período semi-anual. El pico espectral asociado con la presencia de El Niño en 25° y 21° N, muestra una ligera asimetría hacia el Oeste, lo que podría indicar propagación de señales de baja frecuencia hacia esta dirección durante tales eventos. El pico espectral importante en todos los transectos es esencialmente simétrico sin una dirección preferente de propagación, mostrando que la energía contenida en la señal anual es tan dominante que absorbe la contribución de todas las demás frecuencias. Esto reafirma lo encontrado por Gallegos-García et al, (1981) para las mismas latitudes utilizando datos de TSM obtenidos por barcos y boyas.

El mismo análisis se hizo para los datos filtrados, encontrando con ellos que el máximo de energía se encuentra en períodos del orden de 6.5 años (2400 días) y longitudes de onda mayores a 3000 km. En 45° N (Fig. 13) el máximo pico espectral se

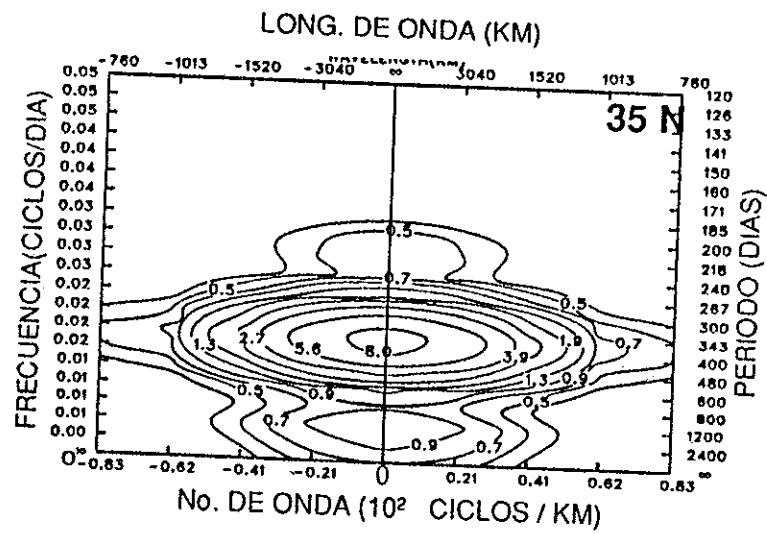
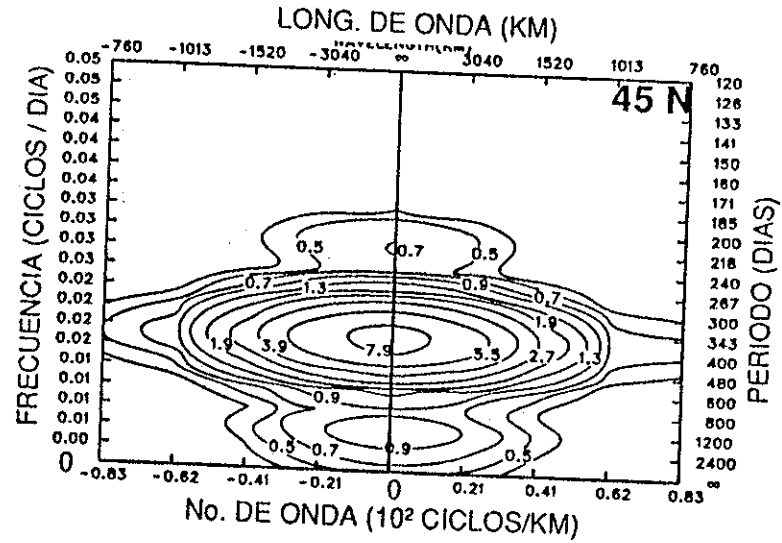


Figura 11: Espectros bidimensionales de anomalía de TSM utilizando los datos originales (96 meses) en los transectos 45° y 35° N. Se utilizan 28 - grados de libertad para un nivel de confianza de 90 %. Los contornos indican niveles de energía.

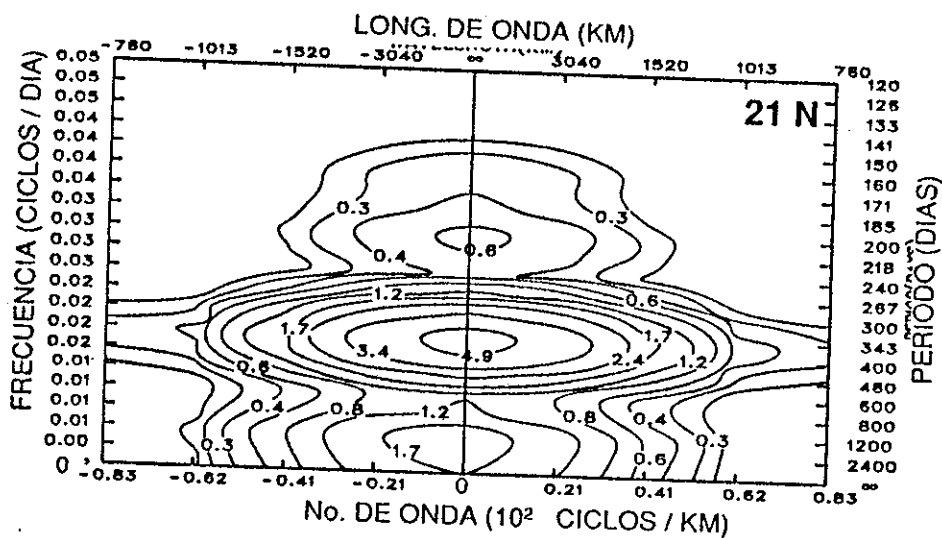
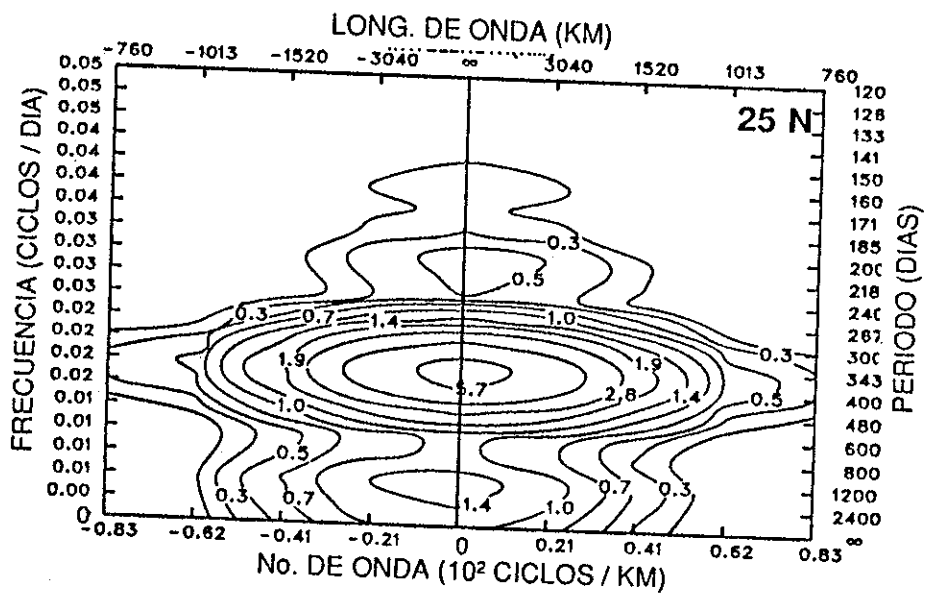


Figura 12- Espectros bidimensionales de anomalía de TSM utilizando los datos originales (96 meses) en los transectos 25° y 21° N. Las especificaciones son como en la figura anterior.

muestra inclinado hacia la derecha con respecto al número de onda y centrado en períodos mayores a 6.5 años. El diagrama de Hovmoller para esta latitud (Fig. 9), muestra una fuerte intrusión de anomalías positivas provenientes del océano interior con dirección hacia la costa. La inclinación de las isoclinas de energía reflejan esta característica. Para 35° N el máximo de energía es más simétrico con respecto al número de onda y centrado en períodos de ~ 4 años (1500 días), en este transecto los procesos de propagación del frente costero y de la intrusión oceánica se contrarrestan mutuamente, por lo que el máximo de energía se mantiene simétrico.

En los espectros de 25° y 21° N (Fig. 14) el máximo de energía muestra una ligera asimetría con dirección Oeste, siendo más notorio en 21° N. Esto reafirma lo detectado en los diagramas de Hovmoller donde la evidencia más clara de propagación hacia el Oeste se presentó en estas latitudes y donde la influencia de las anomalías provenientes del océano interior son menos intensas.

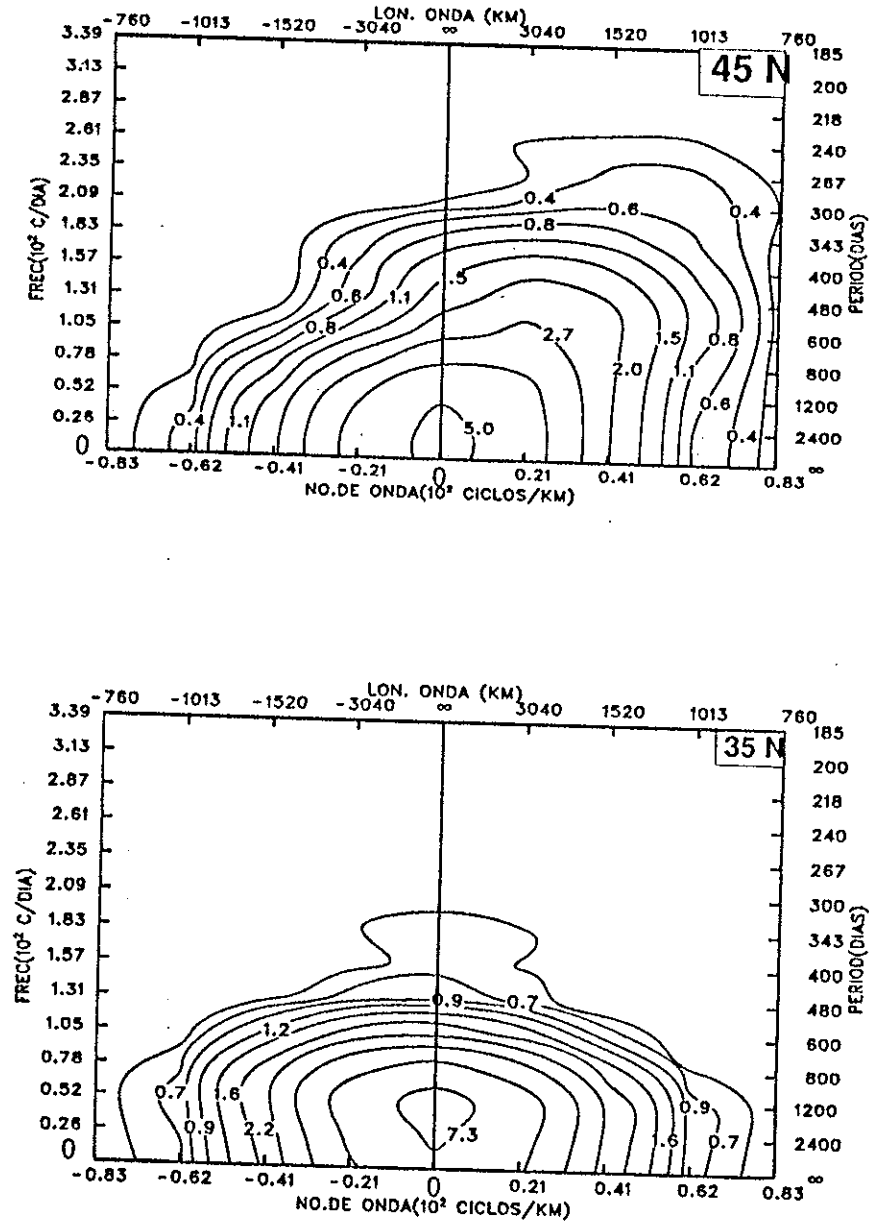


Figura 13 Espectros bidimensionales de anomalía de TSM utilizando los datos filtrados en 45° y 35° N. Se utilizan 18 y 20 grados de libertad -- respectivamente para un nivel de confianza del 90 %, los contornos indican niveles de energía. La escala de frecuencias es multiplicada por 100.

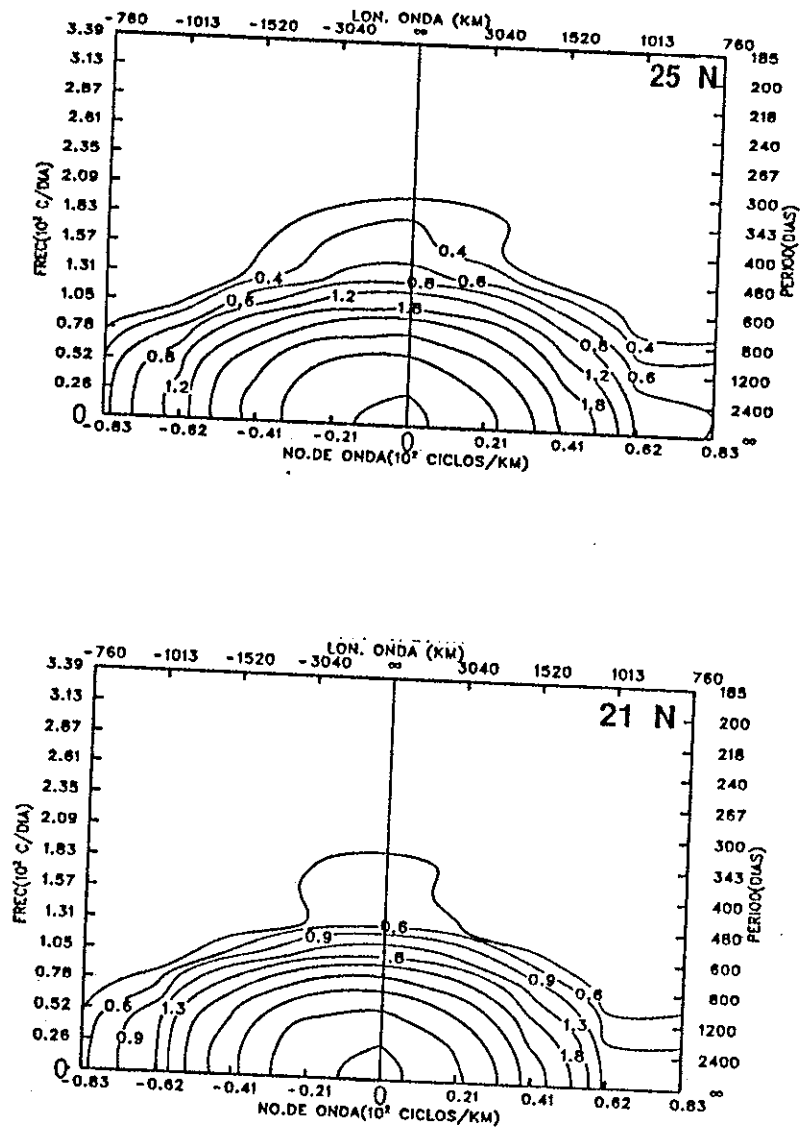


Figura 14 - Espectros bidimensionales de anomalía de TSM utilizando datos filtrados en 25° y 21° N. Las especificaciones son como en la figura anterior.

VI RESULTADOS

VI.1 Funciones Empíricas Ortogonales (análisis tradicional).

Utilizando el análisis tradicional de FEOs en los datos originales (no mostrado) se comprobó que la señal anual expresada por el primer modo contiene la mayor parte de la varianza total (87 %). El segundo modo contribuye con 4 % y está asociado según Weare (1976), a la presencia de El Niño en la zona. Aplicando el método tradicional a los datos filtrados, se obtuvo la distribución espacial de la varianza y su correspondiente serie de coeficientes temporales para las tres primeras funciones. La tabla I presenta la contribución a la varianza total de los 5 primeros modos.

Tabla I. Distribución de la varianza total contenida en la serie de datos filtrados.

FUNCIONES EMPIRICAS ORTOGONALES		
por ciento de varianza explicada		
Modo. Nó.	Individual (%)	Acumulado (%)
1	50.83	50.83
2	22.88	73.71
3	17.42	91.12
4	5.93	97.06
5	1.43	98.49

La Fig. 15 presenta el patrón espacial de la varianza expresada por el primer modo (FEO1), el cual explica el 51 % de la varianza total contenida en los datos filtrados (Tabla I). Este patrón representa la posición promedio del evento de El Niño de 1983, generalizándose para toda la costa como un frente meridional, correlacionado negativamente con el resto del área de estudio. La presencia de este frente ya había sido

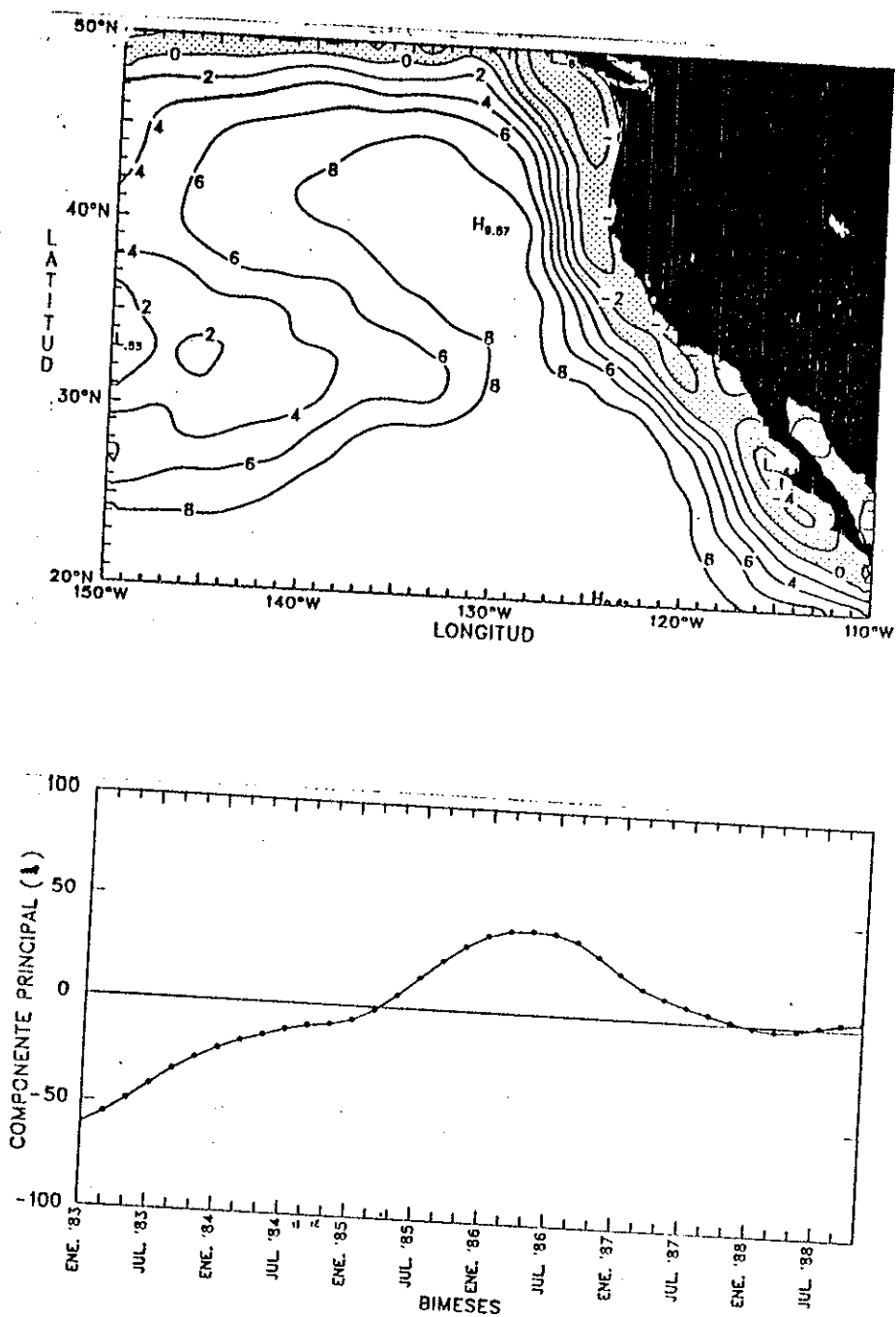


Figura 15.- Estructura espacial de la primer función empírica ortogonal usando el análisis tradicional. Areas sombreadas indican valores negativos, el intervalo de contornos es de 2.0 e indica grados de variabilidad. Abajo la función de amplitudes que modula el patrón espacial en unidades relativas.

detectada en el análisis del campo de anomalías y en los diagramas de Hovmoller durante los dos primeros años de la serie (capítulo V). La función de amplitudes o componentes principales que modula el patrón espacial, muestra un ciclo interanual de aproximadamente 6 años, cuya mayor amplitud se presenta en los primeros años de la serie de tiempo, asociada con la fase madura y el decaimiento de El Niño.

El patrón asociado con el modo 2 (FEO2), explica el 23 % de la varianza y muestra la influencia de una gran intrusión de variabilidad positiva proveniente del Océano interior (Fig. 16), asociada por algunos autores (Davis, 1976 y Clark, 1970), con anomalías de TSM generadas en el océano interior y que por advección o por flujos de calor, se dirigen hacia la costa. Esta intrusión fue detectada claramente en los diagramas de Hovmoller en 45° y 35° N (Fig. 9), así como en los espectros de energía de 45° N principalmente (Fig. 13). En el análisis de anomalías mensuales es evidente la intrusión de anomalías positivas provenientes del océano interior en la segunda mitad de 1984 (Fig. 5). El resto del área de estudio mostrada por el patrón espacial del modo dos se correlaciona negativamente con la intrusión proveniente del Océano interior. Areas de fuerte variabilidad negativa se localizan frente a las costas de California y Baja California, así como en la parte Norte del área de estudio. La función de amplitudes que modula el patrón del modo 2 parece estar desfasada aproximadamente año y medio con respecto a la función de amplitudes del primer modo. La serie muestra un comportamiento tipo onda, el cual decrece en amplitud a partir de 1985.

El patrón de variabilidad del tercer modo (FEO3) explica el 17 % de la varianza y muestra al Sur de 35° N, señales de variabilidad positiva y negativa generadas en las costas de Baja California (Fig. 13). La variabilidad negativa mostrada, se asemeja a la asociación mostrada en las anomalías mensuales de TSM en 1986 y 1987 (Figs. 7 y 8), entre la señal que se propaga hacia el Oeste y la intrusión proveniente del Océano

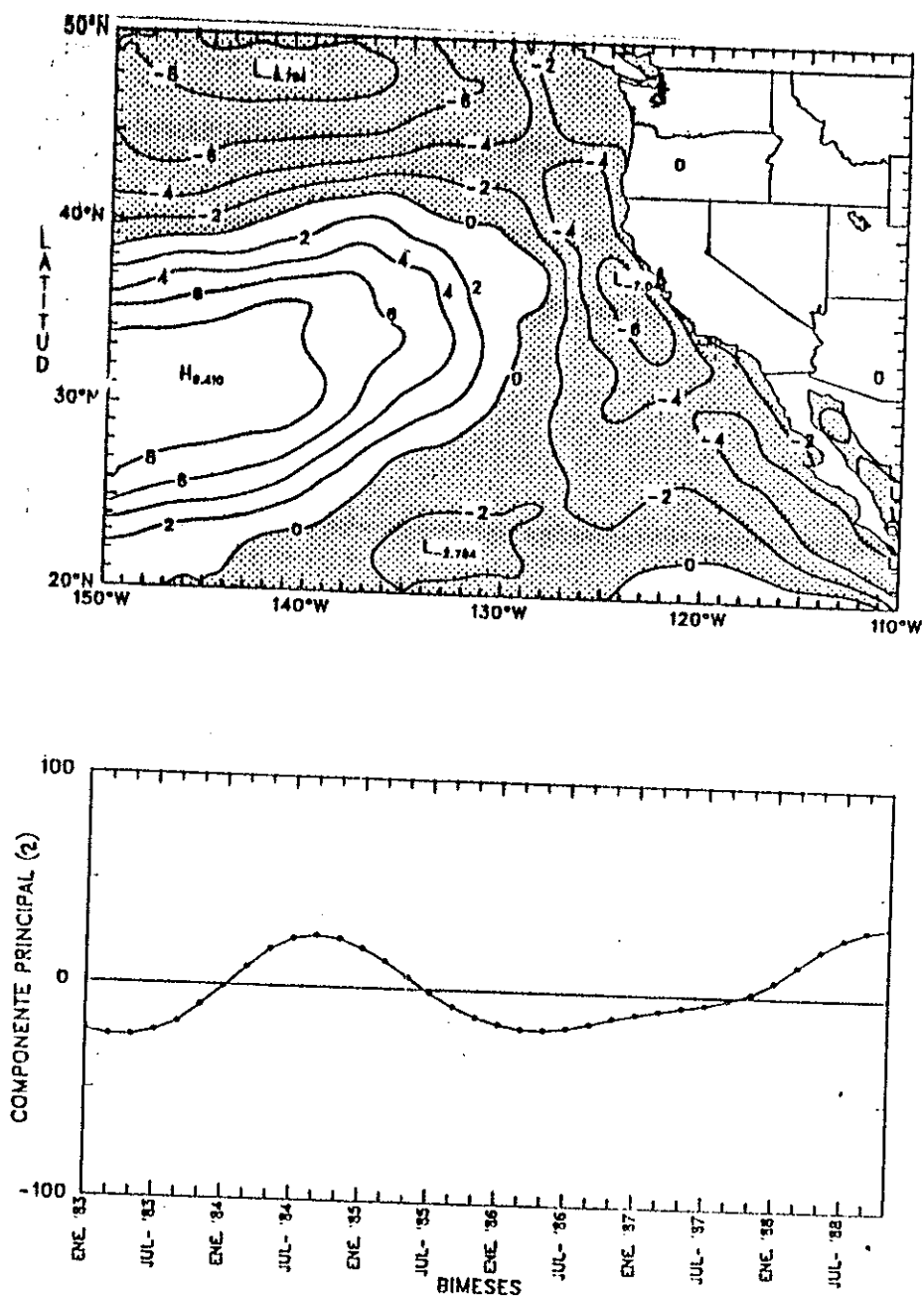


Figura 16.- Estructura espacial de la segunda función empírica ortogonal usando el análisis tradicional. Areas sombreadas indican valores negativos, el intervalo de contornos es de 2.0 e indica grados de variabilidad. Abajo la función de amplitudes que modula el patrón espacial en unidades relativas.

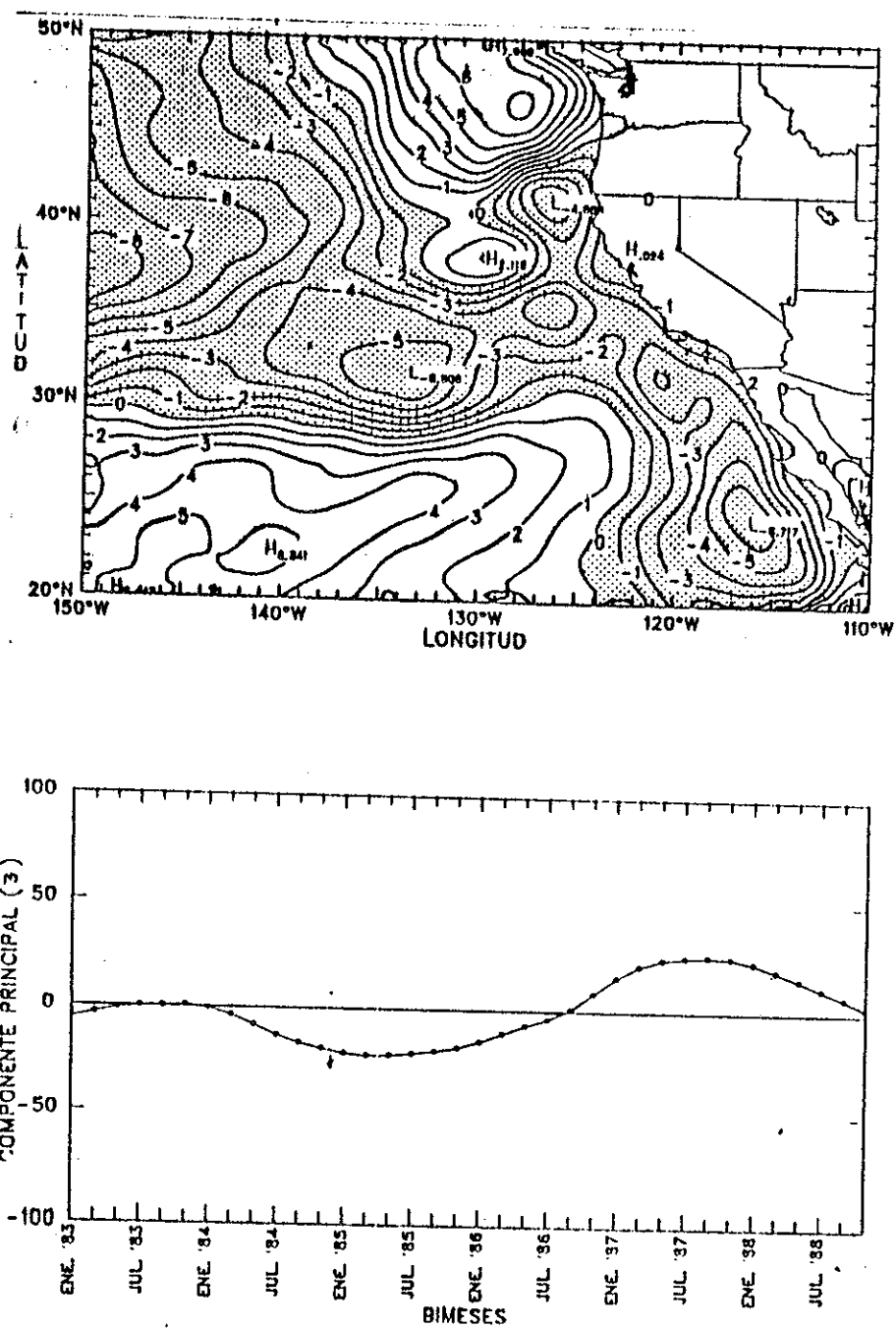


Figura 17.- Estructura espacial de la tercer función empírica ortogonal usando el análisis tradicional. Areas sombreadas indican valores negativos, el intervalo de contornos es de 2.0 e indica grados de variabilidad. Abajo la función de amplitudes que modula el patrón espacial en unidades relativas.

interior. La modulación en tiempo de este patrón muestra una señal tipo onda con período aproximado de 5 años, iniciando en los primeros meses de 1984. La asociación de los primeros dos modos con la presencia de El Niño, es una hipótesis que se tratará de probar con el análisis de las funciones empíricas ortogonales extendidas (FEOEs).

VI.2 Funciones Empíricas Ortogonales Extendidas (FEOEs)

Para caracterizar la evolución del campo de TSM se calcularon FEOEs con desfase unitario igual a dos bimestres ($\tau = 2$) y un desfase temporal de 17 ($J=17$). Cada modo extendido esta representado por 9 mapas de desfases. El desfase cero del modo uno, contendrá la información de la varianza de los primeros 17 bimestres de la serie (enero 1983-octubre 1985); el desfase 2, recorre la información dos bimestres, iniciando en junio de 1983 y finalizando 17 eventos adelante y así sucesivamente, hasta completar el número de desfases por cada eigenfunción extendida. La contribución a la varianza total de los primeros 5 modos extendidos se muestra en la tabla II.

Tabla II. Distribución de la varianza (%) contenida en los 5 primeros modos extendidos.

FUNCIONES EMPIRICAS ORTOGONALES EXTENDIDAS		
por ciento de varianza explicada		
No. Modo	Individual (%)	Acumulado (%)
1	61.15	61.15
2	28.70	89.85
3	7.21	97.06
4	2.32	99.38
5	.35	99.73

En el análisis extendido solo son necesarias dos funciones para explicar ~90 % de la varianza. El primero y segundo modo explican el 61 % y 29 % de la varianza total, el hecho de que el primer modo extendido explique un porcentaje mayor al obtenido por la primer función en el análisis tradicional, posiblemente este asociado a la redistribución de la varianza debida a los procesos de desfases. Los primeros dos modos extendidos contienen la información mostrada por las tres primeras funciones utilizando el análisis tradicional. Weare y Nansstrom (1982), utilizaron las FEOEs en anomalías interanuales de TSM en el océano Pacífico, encontrando que el primer modo extendido explica aproximadamente la misma cantidad de varianza que la explicada por la primer función utilizando el análisis tradicional. Ellos asociaron esta característica a la escala larga de tiempo del fenómeno físico asociado con la primer función (El Niño) y al desfase unitario τ utilizado (tres meses).

VI.2.1 Primera eigenfunción extendida.

La Fig. 18 describe en forma secuencial (9 mapas) la información de la primer eigenfunción extendida (FEOE1). La característica más sobresaliente de los primeros 3 mapas (desfase 0, 2, 4) es la fuerte variabilidad mostrada a lo largo de la costa y asociada anteriormente en los mapas de anomalía (Fig. 4) y en el patrón espacial de la FEO1 (análisis tradicional) con un frente meridional costero. La variabilidad costera está asociada con la fase madura de el evento de El Niño (primeros 6 meses de 1983). En la parte Norte, el frente costero se une a una característica del mismo signo, aparentemente conectados por el mismo evento de El Niño. El resto del área muestra una variabilidad coherente pero correlacionada negativamente con el frente costero y su extensión Noroeste.

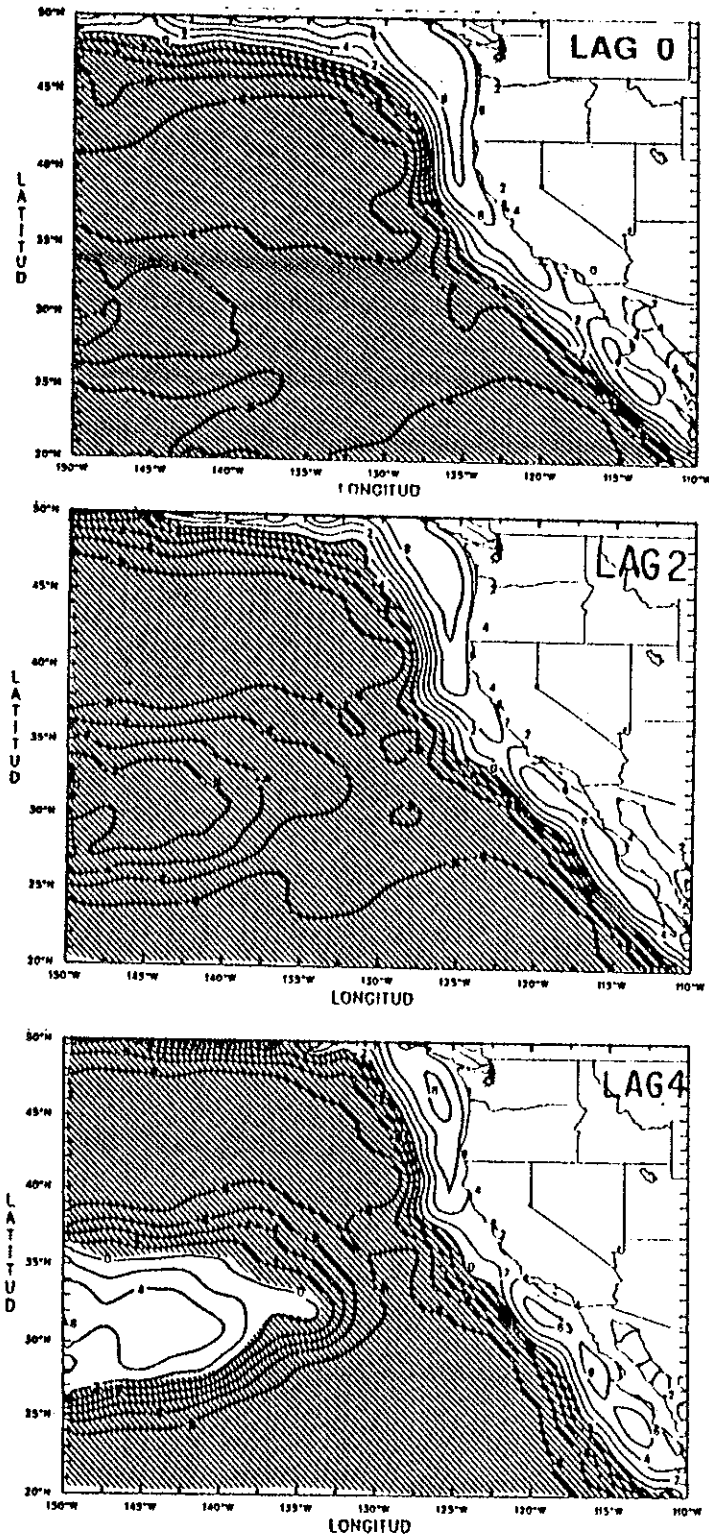
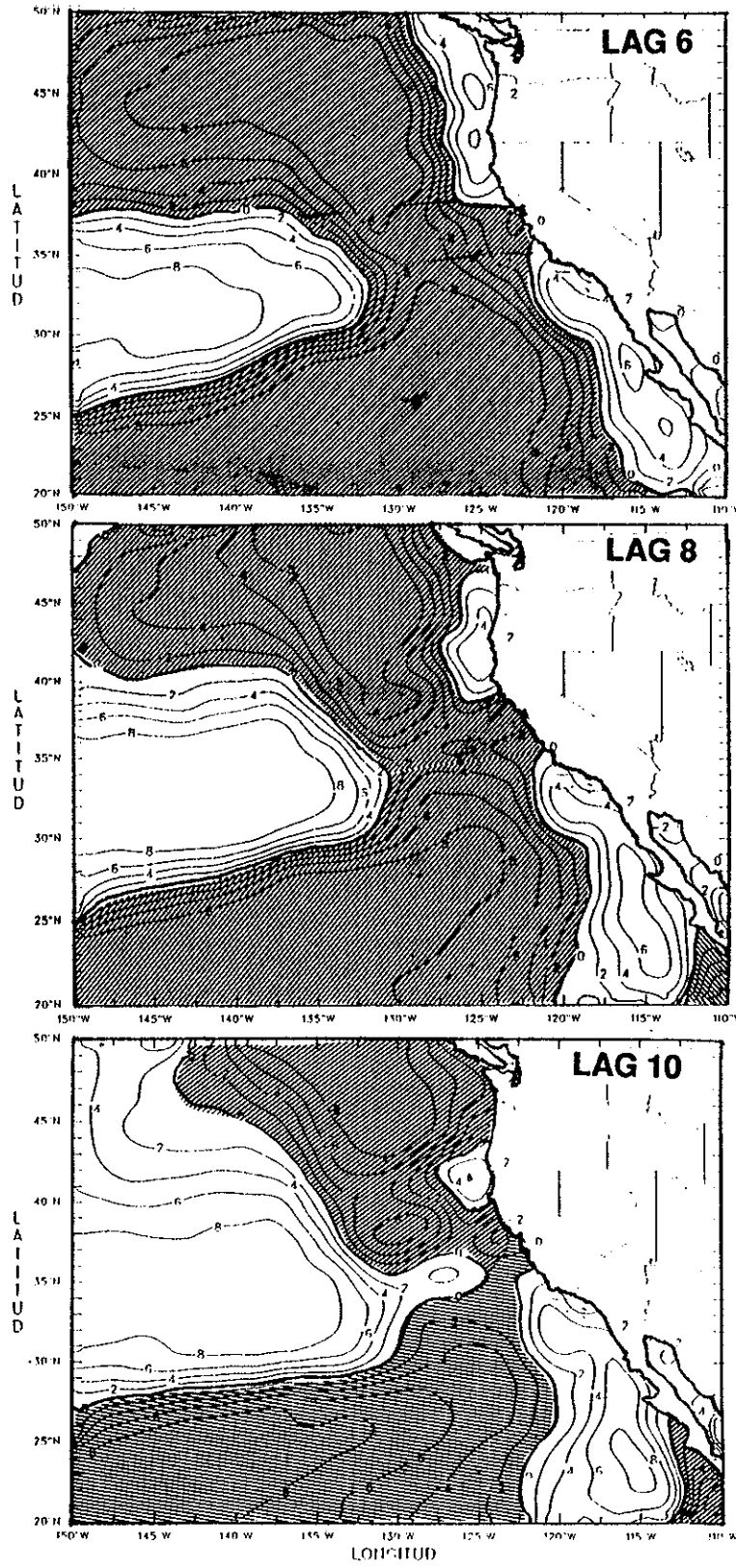
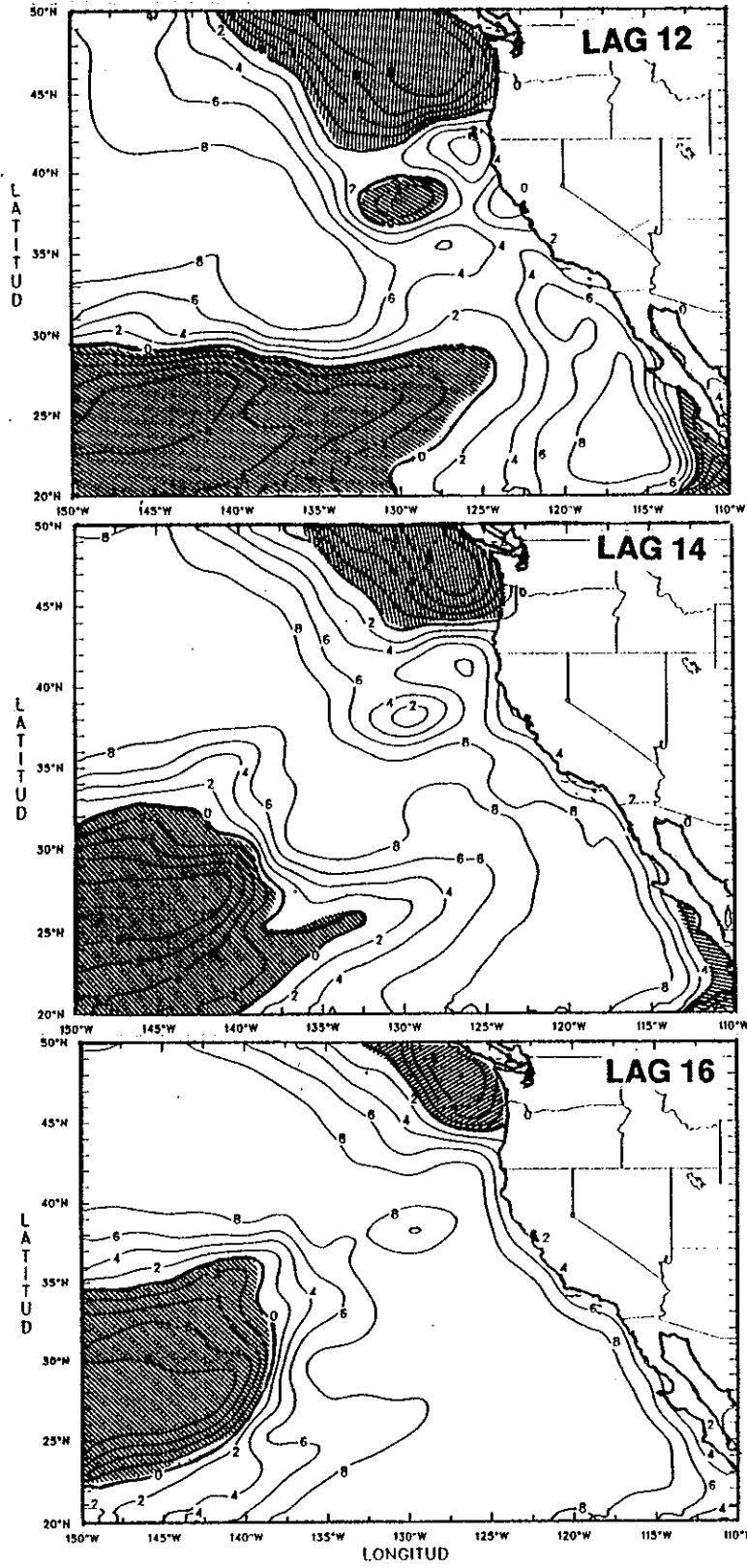


Figura 18.- Estructura espacio-temporal de la primer Función Empírica Ortogonal extendida (FEOE1). Los mapas están ordenados del desfase cero (lag 0) al desfase 16 (lag 16) con intervalos de dos bimestres. El intervalo de contornos es de 2.0 e indican grados de variabilidad.



.... Continuación (fig. 18)



... Continuación (fig. 18)

El patrón del desfase 4, muestra alrededor de 145° W y 30° N, una intrusión de máxima variabilidad proveniente del océano interior, coherente con el frente costero y que penetra en la zona de estudio con dirección Oeste-Noreste. Su amplitud Norte-Sur ocasiona que la extensión Noroeste del frente costero tienda a replegarse hacia el Norte, y por tanto salir de la zona de estudio. Esta intrusión, como se comentó en capítulos anteriores, puede estar asociada con advección oceánica generada por la intensificación de la Baja Aleutiana durante el evento de El Niño (Emery y Hamilton, 1985), causando que aguas anómalamente calientes del Pacífico central lleguen a la zona de estudio con un retraso aproximado de año y medio con respecto a la presencia de la señal de El Niño en la costa. La presencia de esta intrusión en el área de estudio, se acentúa con el debilitamiento del frente costero, como se detectó en el campo de anomalías mensuales (Fig. 5).

El patrón del desfase 6 muestra el inicio de la propagación hacia el Oeste de la parte Sur del frente costero, el cual comienza a mostrar inestabilidad y a distorsionarse formando pequeños meandros, hasta seccionarse aproximadamente a la altura de 35° N, creando 2 polos costeros de variabilidad positiva al Norte (*A*) y al Sur (*B*) de esta latitud. El polo costero *B* se propaga lentamente hacia el Oeste, su posición central se localiza aproximadamente en 113° W y 24° N. En el siguiente mapa (desfase 8) este centro se ha movido 2 grados en longitud hacia el Oeste; su nueva posición es 115° W y 25° N, mientras su contraparte Norte (polo costero *A*), queda restringido a su área inicial, mostrando un decaimiento en los siguientes desfases. La intrusión Oeste de variabilidad positiva mantiene aproximadamente la misma posición del desfase anterior, incrementando el gradiente a sus alrededores.

El patrón para los desfases 8 y 10, muestra el comportamiento de las dos características principales de variabilidad positiva. El polo costero *B*, extiende su área de

influencia hacia el Oeste, moviéndose más lentamente que en los desfases anteriores, su posición central se estima en 116° W y 24° N. La intrusión proveniente del Océano interior extiende su área de influencia hacia el Norte y hacia la costa. En los desfases 12, 14 y 16, la intrusión de variabilidad positiva detectada en las primeras imágenes tiende a dominar gran parte del área de estudio al acoplarse con el polo costero *B*. Núcleos de variabilidad negativa, remanentes de aquella que cubría inicialmente gran parte del área de estudio se presentan al Norte y al Oeste. En estos últimos mapas de desfases, la propagación hacia el Oeste del polo costero *B*, se observa más intensa al sur de 35° N, extendiendo su área de influencia hacia el Oeste y orientando su vertice superior hacia el Noreste. Su rapidez de propagación estimada en la secuencia de desfases 6, 8, 10 y 12, fue de ~ 1.5 km/día (cálculo aproximado). Esta rapidez de propagación es congruente con la calculada en los diagramas de Hovmoller para las latitudes de 25° y 21° N que fue de 1.5 y 1.7 km/día en los primeros años de la serie.

VI.2.2 Segunda eigenfunción extendida.

La Fig. 19 describe la evolución espacio-temporal de la segunda eigenfunción extendida (FEOE2). Como se explicó al principio de esta sección, cada eigenvector extendido está representado por una secuencia de 9 mapas defasados a intervalos de 2 bimestres. En los primeros mapas (desfase 0, 2 y 4) se muestran patrones de variabilidad semejantes a los mostrados en los desfases 6, 8 y 10 del primer modo extendido. La intrusión proveniente del océano interior domina gran parte del área de estudio, coherente con otra característica de variabilidad positiva, semejante al llamado anteriormente polo costero *B*. A excepción del patrón mostrado por el desfase cero, el polo costero *B*, se presenta separado de la costa por variabilidad negativa, la cual domina las regiones costeras y cuyos valores se intensifican en el extremo Sur de la Península de Baja California y frente a la isla de Vancouver (desfase 6, 8 y 10).

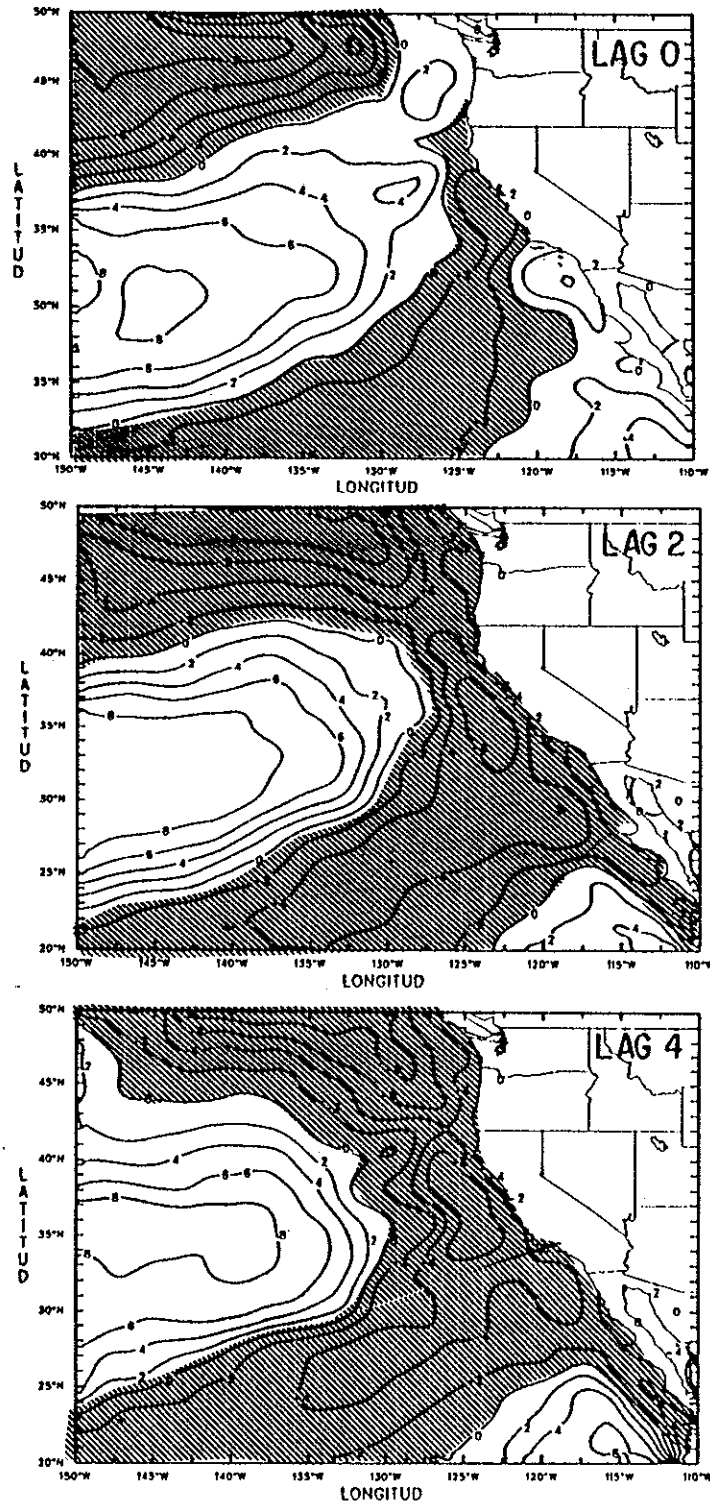
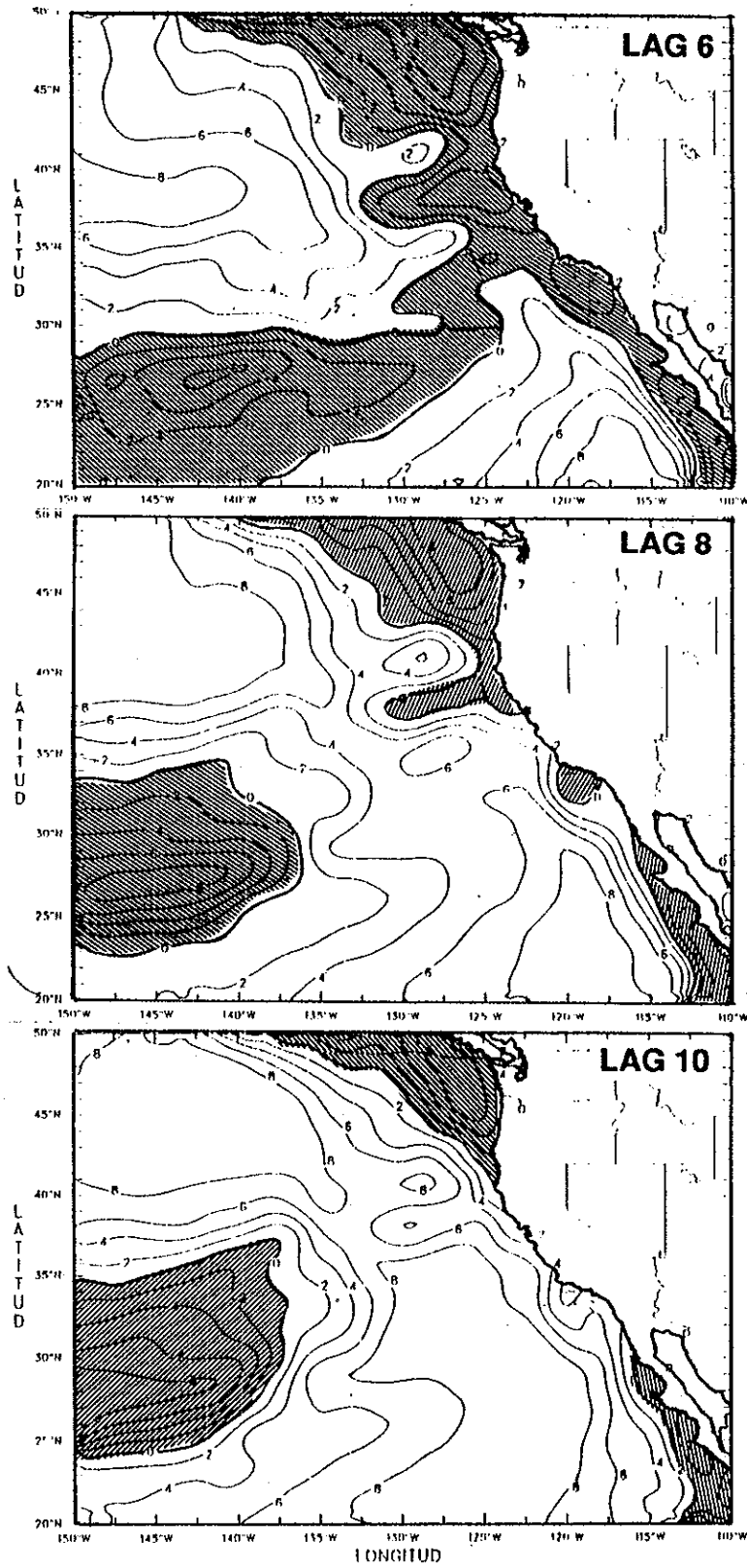
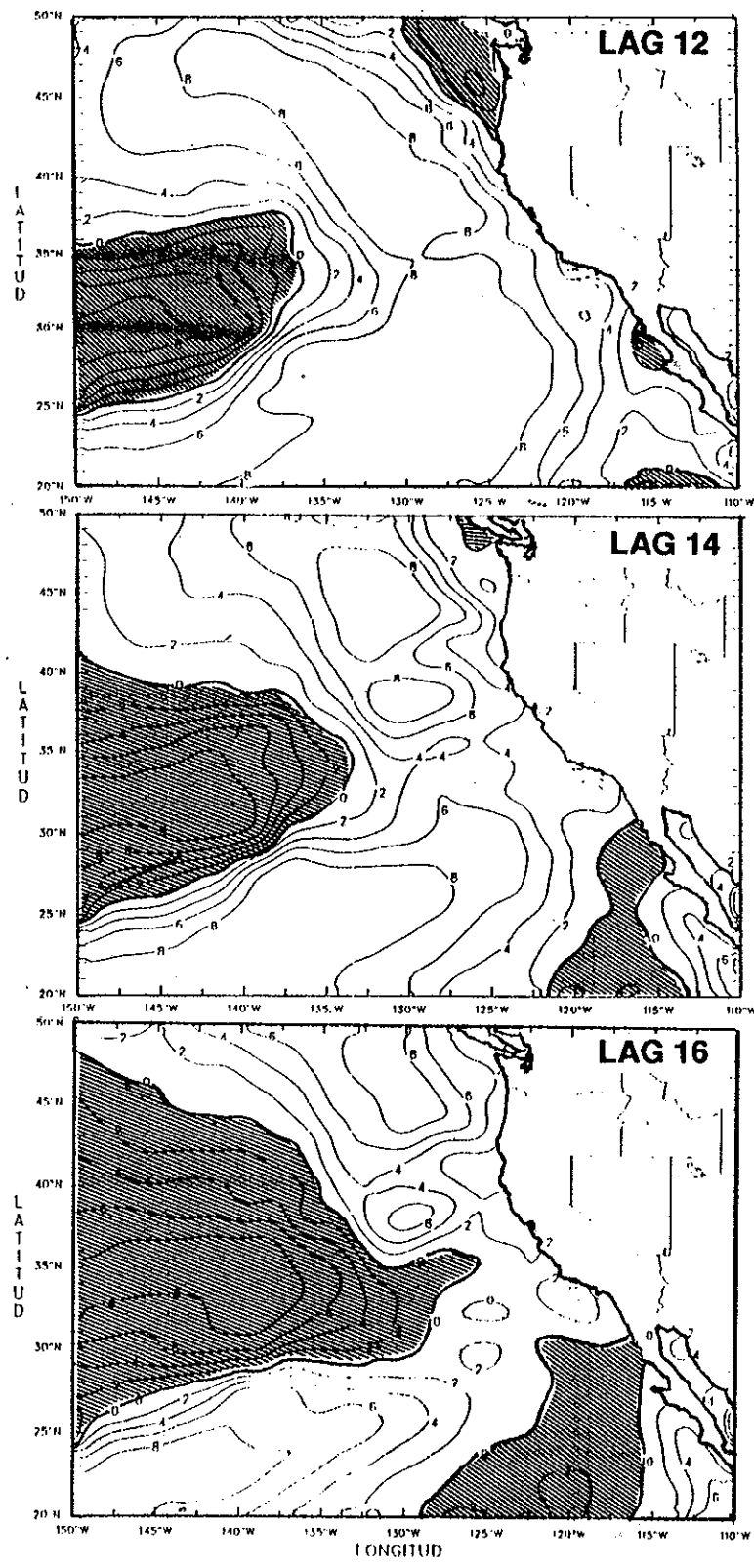


Figura 19.- Estructura espacio-temporal de la segunda Función Empírica Ortogonal Extendida (FEOE2). Los mapas están ordenados del desfase cero (lag 0) al desfase 16 (lag 16) con intervalos de dos bimestres. El intervalo de contornos es de 2.0 e indican grados de variabilidad.



. . . Continuación (fig. 19)



Continuación (fig.19)

En los desfases 8, 10 y 12 es evidente el acoplamiento de las 2 características de variabilidad positiva más importantes, el polo costero *B* y la intrusión de variabilidad oceánica. El acoplamiento distorsiona la propagación del polo costero *B* al expandirse hacia el Oeste. Asimismo, gran parte del área de estudio es dominada por variabilidad positiva. El remanente de variabilidad negativa se localiza frente Vancouver, en la parte Oeste del área de estudio y frente a las costas de Baja California, donde se visualiza la formación de una nueva señal de variabilidad negativa de menor intensidad. La mayoría de las características detectadas en la secuencia anteriormente, fueron explicadas en la primer eigenfunción extendida.

En los dos últimos mapas de la secuencia (desfase 14 y 16), la actividad principal vuelve a estar localizada en la zona costera de Baja California, mostrando evidencias de la formación de señales que posteriormente se propagan hacia el Oeste, inducidas probablemente por forzamientos provenientes de regiones tropicales, siendo de menor intensidad que la generada por el evento de El Niño. EL polo costero *B*, continúa mostrando características propias de propagación hacia el Oeste, alcanzando la frontera Oeste del área de estudio en los dos últimos patrones, mientras que el remanente de variabilidad negativa detectado en los patrones anteriores en la frontera Oeste, comienza a intensificar su presencia en la zona de estudio.

La intensa actividad a lo largo de las costas de Baja California es una característica identificada en la mayoría de los desfases de la segunda eigenfunción extendida, asociada por algunos autores con una fuente generadora de ondas libre de Rossby, causadas por la relajación de la energía de ondas de Kelvin generadas en la región ecuatorial y que se propagan hacia el polo atrapadas a la costa (McCreary, 1976 y Parés-Sierra, 1991).

La asociación entre el primero y el segundo modo para explicar la variabilidad asociada con el evento de El Niño desde su fase madura hasta su decaimiento, es evidente al comparar los desfases 12, 14 y 16 del modo 1 con los desfases 6, 8 y 10 del modo 2. Los dos modos parece que separan la señal en dos componentes ortogonales parcialmente traslapados. Esto puede entenderse pensando en dos funciones empíricas ortogonales (FEOs) describiendo fases diferentes de un mismo fenómeno de gran escala (Lau y Chan, 1986 y Graham, et al, 1987). Los desfases finales en las dos funciones extendidas presentan un patrón similar de variabilidad al Sur de 35° N, y que son parcialmente coherentes con los resultados obtenidos al tratar de modelar la respuesta oceánica del área de estudio a forzamientos provenientes de regiones ecuatoriales (McCreary, 1976, Parés-Sierra y O'Brien, 1989, Parés-Sierra, 1991).

El evento de El Niño de 1983, esta asociado con las dos características de variabilidad más importantes: El frente costero y la intrusión oceánica, ambas explicadas por los patrones de desfases de la FEOE1 y FEOE2. La primera eigenfunción explica la fase madura y el decaimiento, mientras que la segunda explica el decaimiento de esta señal y la restauración de las condiciones normales de variabilidad interanual. Asimismo ambos modos poseen la información de la señal que se propaga hacia el Oeste al Sur de 35° N, generada en la costa como respuesta a la presencia de El Niño en los primeros años de la serie (Niño costero), mostrada en los mapas de desfases finales en ambas funciones.

VII DISCUSION

La interpretación dinámica de los resultados mostrados en los capítulos anteriores así como su asociación con fenómenos de escala interanual, se discuten en este capítulo. Las Funciones Empíricas Ortogonales obtenidas en el análisis tienen su interpretación física al relacionarse con la variación interanual de la TSM en la zona de estudio. Los patrones espaciales mostrados pueden ser asociados con fenómenos de gran escala (por ejemplo, El Niño), o con forzamientos externos (advección). El período que cubren los datos así como la extensión del área de estudio limitan el poder analizar y discutir fenómenos de mayor escala con períodos superiores a 6 años.

Los factores físicos involucrados en la variabilidad estacional de la TSM en el Pacífico Norte fueron discutidos por Clark (1972) y otros autores. Estos se deben principalmente a dos tipos de procesos: los que actúan a través de la superficie del océano (calentamiento o enfriamiento neto radiativo, transferencia de calor sensible y latente) y los que actúan dentro de las masas de agua, tales como advección horizontal y vertical. En este estudio, se maneja la información de TSM a escalas interanuales, en las que siguen siendo válidos los procesos de calentamiento y enfriamiento superficial y de advección propuestos por Clark (1972).

El hecho de que la serie de datos filtrados se inicie a partir de 1983, limita la identificación de características de variabilidad antes de la presencia de un evento fuerte de El Niño, como el ocurrido ese año. El aspecto físico analizado, se basa en la influencia del evento en su fase madura, continuando con su decaimiento y la restauración de las condiciones normales de variabilidad interanual en la zona de estudio. Lo anterior en términos de los dos fenómenos importantes, el evento costero y la intrusión de variabilidad oceánica. El campo de anomalías discutido en el capítulo V da

un panorama global del patrón dinámico del área. En éste se detecta la presencia de El Niño en las costas de Norteamérica como el evento dominante durante los meses de 1983 (Fig. 4), asociado con los altos valores de anomalía detectados principalmente en las costas de California y Baja California (anomalías positivas mayores a $1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ con respecto al promedio).

En los primeros meses de 1984 (Fig. 5), se presenta en la zona de estudio una intrusión de anomalías positivas provenientes del océano interior que podría estar asociada con advección horizontal de gran escala generada por la intensificación de la Baja Aleutiana durante el evento de El Niño (Chelton y Davis, 1982 y Emery y Hamilton, 1985) o con flujos de calor provenientes del Pacífico Central (Clark, 1972 y Davis, 1976). Namias (1970) sugiere que masas de agua anómalamente calientes ó frías en la región de la corriente del Pacífico Norte se trasladan hacia el Este con velocidades de $\sim 8.6\text{ km/día}$ (0.1 ms^{-1}). A esta velocidad las aguas anómalas del Pacífico central localizadas inicialmente en 180°W y 35°N , llegan al meridiano de 150°W después de aproximadamente 330 días. Esta observación coincide con el desfase en tiempo mostrado en el campo de anomalías entre la presencia de El Niño en la costa en febrero y mayo de 1983 y la presencia de la intrusión de anomalías positivas en la frontera Oeste del área de estudio en febrero de 1984. Lo anterior se percibe más claramente en los diagramas de Hovmoller en 35° y 45°N (Fig. 9). En adelante, el patrón de variabilidad que domina la zona de estudio estará gobernado por la interacción del llamado en capítulos anteriores polo costero *B* y por la intrusión proveniente del océano interior.

Un análisis más detallado de las componentes principales (funciones de amplitudes) que modulan el patrón espacial de los modos 1, 2 y 3 (FEO1, FEO2 y FEO3) obtenidos por el análisis tradicional (Figs. 15, 16 y 17), muestra que se necesitan tres funciones

para explicar el 90 % de la varianza contenida en los datos. El valor máximo de correlación entre las primeras dos series temporales se estima para un desfase de 10 bimestres (~ 1.6 años), obteniendo un coeficiente de correlación de 0.9 para este desfase. Esto confirma lo expuesto en el capítulo VI con respecto al posible acoplamiento de las 2 primeras funciones para explicar la variabilidad dominante en el área de estudio y se verifica en los resultados de las funciones extendidas (FEOE1, FEOE2).

La función de amplitudes que modula el patrón espacial de la FEO3 (Fig. 17), podría representar el período de propagación hacia el Oeste del polo costero *B*, así como su asociación con la intrusión proveniente del Océano interior. La variabilidad espacial asociada con el frente meridional costero en los primeros años de la serie, no fue detectada por esta función ya que tanto el evento costero como la intrusión de anomalías oceánicas son explicadas por la FEO1 y la FEO2. A partir de 1984, se inicia un ciclo del patrón espacial mostrado en la Fig. 17. El inicio del ciclo mostrado por la función de amplitudes coincide con la identificación del polo costero *B* como señal que se propaga hacia el Oeste en el campo de anomalías (Fig. 5 ; mayo y agosto de 1984). Un año después el patrón espacial de la FEO3 cambia de signo, estando de acuerdo con el patrón de anomalías mostrado para esos meses (mayo y agosto de 1985). Para 1987, el patrón espacial de la FEO3 está 180° fuera de fase con respecto a los valores de 1985, esto es observado también en el campo de anomalías de 1987 (Fig. 8).

El polo costero *B*, generado por la presencia de El Niño en la costa, se propaga hacia el Oeste durante ~ 4.5 años. El Análisis de anomalías mensuales alcanza a cubrir 4 años de este período (1984-1987). El polo costero *B* tarda ~ 3.3 años en llegar al meridiano de 150° W (una distancia de $\sim 40^\circ$ de longitud a la altura de 22° N), iniciando su recorrido en los primeros meses de 1984 desde las costas de Baja California. La velocidad promedio del evento costero *B* es de 3.4 km/día (~ 0.04 m s $^{-1}$).

La rapidez de propagación teórica de una onda libre de Rossby en latitudes menores a 40° N, se calculó tomando la profundidad de la capa superficial del océano (H_o) variando linealmente con la latitud, de 150 m. en 38° N a 300 m. en 22° N (datos tomados de White y Saur, 1983 y Parés y O'Brien, 1989), el valor de la gravedad reducida (g') 2 cm s^{-2} , se calculó tomando los valores de densidad superficial y profunda reportados por Pickard y Emery, 1982, pp. 33. La expresión para calcular la rapidez de propagación de una onda libre de Rossby es la utilizada por White y Saur (1983):

$$C = \beta \left(\frac{g' H_o}{f^2} \right) \approx \beta a^2$$

donde β es la variación del parámetro de Coriolis con la latitud y a es el radio de deformación de Rossby interno. Con estos parámetros, una onda libre de Rossby teóricamente se propaga hacia el Oeste con rapidez de fase de 0.5 km/día en 38° N y de 3.7 km/día (-0.04 m s^{-1}) en 22° N. Haciendo el cálculo a diferentes latitudes y dibujando la posición de la fase en los mapas de anomalía (Fig. 20) a intervalos de un año, su orientación se ajusta con la señal que se propaga hacia el Oeste (polo costero B). Tomando en cuenta que se utilizan exclusivamente datos superficiales de TSM y que la teoría no contempla el forzamiento proveniente del océano interior (intrusión), se puede pensar en una buena correspondencia entre las señales que se propagan hacia el Oeste en el campo de la TSM y la dinámica de ondas planetarias.

Con respecto a los resultados de las funciones extendidas (FEOE1 Y FEOE2), se confirma lo anteriormente mostrado por el campo de anomalías y en los diagramas de Hovmoller. Las funciones FEOE1 Y FEOE2 explican el ~90 % de la varianza total. El porcentaje de la varianza expresada por la FEO3 del análisis tradicional está contenida

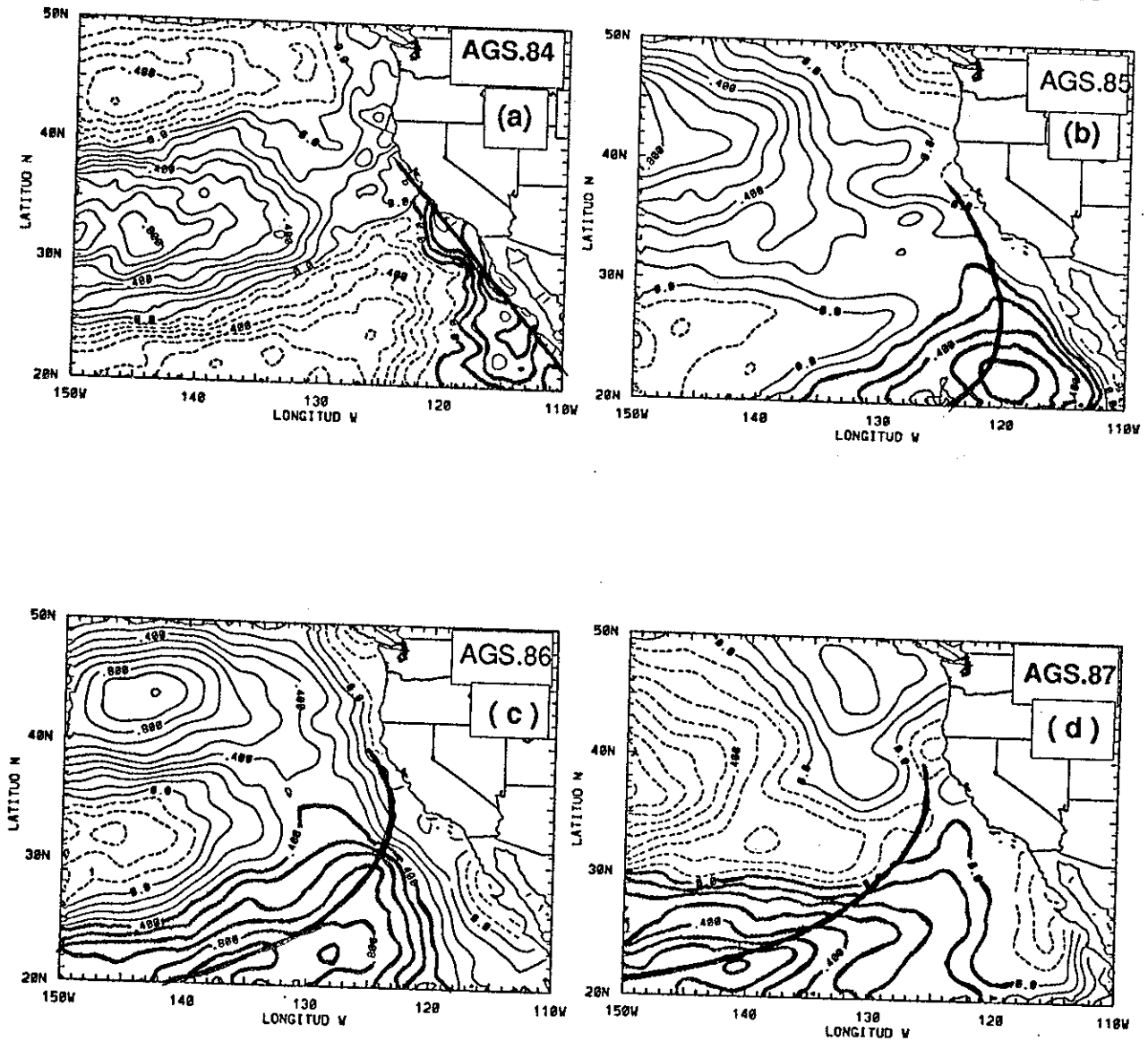


Figura 16.- Mapas de anomalía mensual de TSM a los que se dibuja la posición de la fase teórica de una onda de Rossby generada en la costa y que se propaga hacia el Oeste, comparada con la posición de la señal generada en la costa por el evento de El Niño de 1983. El mapa (a) representa la posición inicial de la fase, el mapa (b) representa la posición de la fase un año después, el mapa (c) es para dos -- años después y el mapa (d) es para tres años después.

en estos dos modos y por lo tanto, la señal asociada con el polo costero B , aparecerá en la secuencia de desfases. El polo costero B se detecta inicialmente en el mapa de desfase 6 de la FEOE1, sus características de propagación hacia el Oeste continúan siendo evidentes hasta el desfase 16. La continuación de la propagación se puede seguir visualizando tomando al desfase 12 del FEOE2 como la continuación del desfase 16 de la FEOE1. La posición final del polo costero B , es similar al patrón presentado por el campo de anomalías de mayo de 1987. El tiempo que tarda esta señal en llegar a 150° W es aproximadamente de 3.1 años (38 meses) iniciando su propagación en el desfase 6 de la FEOE1, hasta el desfase 16 de la FEOE2 (tomando en cuenta el traslape entre ellos). Su rapidez de propagación estimada con esta información es de 3.6 km/día en latitudes menores a 30° N, y es similar a la estimada en el campo de anomalías.

La propagación hacia el Oeste del polo costero B en bajas latitudes ($\sim 25^\circ$ N) parece ser afectada por dos factores fundamentales: uno debido a la presencia de una latitud crítica al Sur de la cual, teóricamente las perturbaciones generadas a lo largo de la costa se propagan hacia el Oeste como ondas libres de Rossby, y otro al hecho de que el forzamiento inducido por la intrusión oceánica inhibe la propagación de señales generadas en la costa arriba de 35° N, mientras que al Sur su presencia no influye en el proceso de propagación. Esto último, es algo que la teoría no contempla, por esta razón, los resultados de modelos numéricos (McCreary, 1976; Parés-Sierra y O'Brien, 1989; Parés-Sierra, 1991) sugieren que, las perturbaciones generadas a lo largo de la costa, pueden propagarse hacia el Oeste al Sur de la θ_c como ondas libres de Rossby, mientras que al norte, se comportan de acuerdo con la teoría (decaen hacia el Oeste).

Con respecto a la intrusión proveniente del océano interior, es evidente que a partir de 1985 interactúa como parte fundamental en el sistema dinámico del área de estudio, forzada a propagarse hacia el Noreste cuando el polo costero B intensifica su proceso de

propagación hacia el Oeste, y cuando las condiciones normales de variabilidad interanual se reestablecen. Este comportamiento es más evidente en la parte Oeste de los diagramas de Hovmoller de 35° y 45° N. Asimismo, la representación espectral de la información en 45° N está asociada con la presencia de esta intrusión y su propagación hacia la costa. Para visualizar el proceso de propagación hacia el Noreste de la intrusión, se generó uno de los anteriores diagramas a lo largo del transecto meridional de 145° W (no mostrado). En el se aprecia claramente como la señal asociada con la intrusión se desplaza hacia el Noreste a partir de 1985 con una rapidez de propagación de ~ 4.2 km/día ($\sim 0.05 \text{ m s}^{-1}$) en 45° N. Asimismo el polo costero *B* llega a este transecto a principios de 1986.

Si se contara con un período mayor de información y se ampliara el área de estudio en dirección a sus fronteras oceánicas, podríamos seguir el comportamiento de estos dos eventos e hipotetizar algún mecanismo físico relacionado con la intrusión de variabilidad oceánica. Además de su relación con el forzamiento atmosférico, la interacción en las fronteras del área de estudio es un factor muy importante, como lo muestran los desfases 10 al 16 de la FEOE1, donde una señal de variabilidad negativa inicialmente débil en la parte Oeste, se fortalece al propagarse hacia el Noreste, alimentada posiblemente por mecanismos externos al área de estudio. De lo anterior se finaliza diciendo que, la variabilidad interanual de la TSM en esta zona es intensa y difícil de predecir.

VIII CONCLUSIONES

El fenómeno de El Niño genera en las costas de Baja California una fuerte señal que se propaga hacia el Oeste (polo costero *B*) con velocidades del orden de 1.7 a 3.3 km/día, alcanzando su máximo de propagación al dejar de sentir la presencia de la costa. Dicha señal responde tanto al forzamiento de la intrusión proveniente del Océano interior como a la presencia teórica de una latitud crítica presente en la zona de estudio, este último resultado, detectado solo con modelos numéricos.

La presencia de una señal proveniente del océano interior asociada con advección de gran escala o con flujos de calor, hace que la parte Norte del frente meridional costero (polo costero *A*), inhiba su propagación hacia el Oeste. Este forzamiento no se contempla cuando se utilizan modelos numéricos para predecir señales que se propagan libremente hacia el Oeste, generadas inicialmente en la costa. El mecanismo que induce este tipo de intrusiones sobre la zona de estudio es un factor importante para entender la variabilidad de la zona de estudio así como los procesos de propagación de señales generadas en la costa. Con la excelente cobertura espacial de los datos de TSM obtenidos por satélite fue posible identificar tales procesos.

La restauración de las condiciones normales de variabilidad muestran una fuerte interacción de las dos señales antes mencionadas (El polo costero *B* y la intrusión oceánica). Ambas controlan el patrón de variabilidad del área de estudio a partir de 1985, interactuando continuamente al paso del tiempo. Asimismo, es evidente la intensa actividad interanual presente en las costas de Baja California, en condiciones normales de variabilidad. Esta región se comporta como una fuente generadora de señales que se propagan hacia el Oeste siendo de menor intensidad que las generadas por eventos fuertes de El Niño (McCreary, 1976 y Parés-Sierra, 1991).

La extensión espacial del área de estudio impide conocer exactamente la fuente generadora de la señal proveniente del océano interior asociada con la intensificación de la Baja Aleutiana durante el evento de El Niño. Esta hipótesis ha sido propuesta por algunos investigadores como la responsable del calentamiento anómalo de las aguas costeras de Norteamérica durante el evento de El Niño (Weare, 1976 y Emery y Hamilton, 1985), sin embargo, en nuestros resultados el calentamiento a lo largo de la costa se ajusta más al paso de una onda de Kelvin atrapada a la costa y generada en la región ecuatorial durante el evento de El Niño, mientras que la intrusión oceánica se toma como un fenómeno provocado posiblemente por el mismo evento, pero que se presenta en la zona de estudio aproximadamente un año después. Es importante también entender la interacción de estas intrusiones oceánicas con la variabilidad del área de estudio, para poder comprender durante cuanto tiempo se mantiene el sistema dinámico mostrado, o si es alimentado por condiciones externas.

La información contenida en los datos de TSM obtenidos por satélite y su cobertura espacial, amplían el conocimiento de la variabilidad interanual de la zona de estudio. En esta tesis se propuso detectar y estudiar la propagación de señales de baja frecuencia con ocho años de información de TSM. Explicar fenómenos de período mayor no hubiera sido posible. Para tener una idea más clara de los procesos de transición, se podría extender el análisis a un mínimo de 12 años, abarcando condiciones antes y después de El Niño, así como las condiciones normales de variabilidad interanual, para comprobar si la intrusión proveniente del océano interior se presenta más al Norte en condiciones normales de variabilidad, haciendo que la señal generada a lo largo de la costa, pueda propagarse libremente hacia el Oeste sin la influencia de esta intrusión, como lo demuestra la teoría y los resultados numéricos.

Con respecto a lo anterior, sería conveniente aplicar a los modelos numéricos algún

forzamiento adicional que modele adecuadamente la intrusión de anomalías positivas proveniente del océano interior. Con esto se tendría otra base para corroborar los resultados obtenidos en este estudio. La técnica de las FEO Extendidas ha sido una herramienta fundamental para representar las características de propagación. Su único inconveniente es el espacio de memoria necesario en el sistema de cómputo para almacenar y manipular una mayor información.

- Barnett, T. P., 1977. The principal time and space scales of the Pacific trade winds fields. *Jour. Atmos. Sci.* 34 (2): 221-236.
- Barnett, T. P., y K. Hansselmann, 1979. Techniques of linear prediction whit application to oceanic and atmospheric field in the Tropical Pacific. *Review of Geophysical.* 17: 949-968.
- Bernstein, R. L., L. Breaker y R. Writerer., 1977. California Current eddy formation: Ships, bouys, air and satellite results. *Science.* 195: 353-359.
- Bernstein, R. L., 1982. Sea surfase temperatures estimation using the NOAA6 satellite Advanced Very High Resolution Radiometer. *Jour. Geophys. Res.* 82:9455-9465.
- Chelton, D. B. y R. E. Davis, 1982. Monthly mean sea level variability along the West coast of North America. *Jour. Phys. Ocean.,*12:757-784.
- Clark E. N., 1972. Specification of sea surface temperature anomaly patterns in the Eastern North Pacific. *Jour. of Phys. Ocen.* 2:391-404.
- Davis, R. E., 1976. Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean. *Jour. of Phys. Ocean.* 6: 249-266.
- Davis, R. E., 1978. Predictability of sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean. *Jour. of Phys. Ocean.* 8: 233-246.
- Emery, W. J. y K. Hamilton, 1985. Atmospheric forcing of interannual variability in the Northeast Pacific Ocean: Connections with El Niño. *Jour. Geophys. Res.* 90: 857-868.
- Gallegos-Garcia, A., W. J. Emery, R. O. Reid y L. Magaard., 1981. Frecuency-wavenumber spectra of sea surface temperature and wind-stress curl in the Eastern North Pacific. *Jour. Phys. Ocean.*11: 1059-1077.
- Gill, A. E., 1982. *Atmosphere-Ocean Dynamics*, Int. Geophys. Ser. 30. Academic , London. 662 pp.
- Graham, N. E. y T. P. Barnett, 1987. An investigation of the El Niño Southern Ocillation cycle whit statistical model. 1 Predictor field characteristcs. *Jour. Geophys. Res.* 92:14251-14270.

- Grimshaw, R. y J. S. Allen, 1988. Low-frequency baroclinic waves of coastal boundaries. *Jour. of Phys. Ocean.* 18: 1124-1143
- Goldemberg, S. B. y J.J. O'Brien, 1981. Time and space variability of tropical Pacific wind stress. *Monthly Weather Review.* 109: 1190-1207.
- Jenkins y Watts, 1968. *Spectral analysis and its applications.* Holden-Day series, San Francisco, Ca. 535 pp.
- Kang, Y. y L. Magaard, 1980. Annual baroclinic Rossby waves in the central North Pacific. *Jour. Phys. Ocean.* 10: 1159-1167.
- Legeckis, R. y W. Pichel, 1983. Equatorial long waves in Geostationary satellite observations and in a multichannel sea surface temperature analysis. *American Meteorological Society.* 64 (2): 139-147.
- Lau, K. y P. A. Chan, 1985. Aspect of the 40-50 day oscillation during the Northern winter as interfered from outgoing long wave radiations. *Mon. Wea. Rev.* 113: 1889-1909.
- Lau, K. y P. A. Chan, 1986. Aspect of the 40-50 day oscillation during the Northern summer as interfered from outgoing long wave radiations. *Mon. Wea. Rev.* 114: 1354-1367
- McCreary, J., 1976. Eastern Tropical ocean response to changing wind stress systems: with application to El Niño. *Jour. Phys. Ocean.* 6:632-649.
- McCreary, J. y P. K. Kundu, 1987. On the dynamics of the California Currents System, *Jour. Mar. Res.* 45:1-32.
- McClain, E. P., W. G. Pichel y C. Walton, 1985. Comparative performance of AVHRR based Multichannel sea surface temperature, *Jour. Geophys. Res.* 90 (C6) 11587-11601.
- Mysak, L. A., 1983. Generation of annual Rossby waves in the North Pacific. *Jour. Phys. Ocean.* 13: 1908-1923.
- Namias, J. , 1970. Macroscale variations in sea-surface temperatures in the North Pacific. *Jour. Geophys. Res.* 94 (3): 565-581.
-

- Parés-Sierra, A. y J.J. O'Brien, 1989. The seasonal and interannual variability of the California Current System: A numerical model. *Jour. Geophys. Res.* 94: 3159-3180.
- Parés-Sierra, A., 1991. Remote and local forcing of Rossby wave variability in the midlatitude Pacific Ocean. *Geofísica Internacional*. 30 (3): 121-134.
- Pickard, L. G. y Emery, J. W. *Descriptive physical oceanography. An introduction.* - Pergamon Press. pp. 249.
- Pullen, P. y R. L. Bernstein, 1983. Equatorial long-wave characteristics determined from satellite sea surface temperatures and in-situ data. *Jour. Geophys. Res.* 92 (C1): 742-748.
- Smith, E., 1990. A user's guide to the NOAA Advanced Very High Resolution Radiometer Multichannel sea surface temperature data set. University of Miami/Rosenstiel school of Marine and Atmospheric Science, NASA Ocean Data System, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, Ca.
- Walsh, E. J. y M. B. Richman, 1981. Seasonality in the associations between surface temperatures over the United States and the North Pacific ocean. *Monthly Weather Review*. 109: 767-782.
- White, W. B. y J. F. T. Saur, 1981. A source of annual baroclinic waves in the Eastern Subtropical North Pacific. *Jour. Phys. Ocean.* 11:1452-1462.
- White, W. B. y J. F. T. Saur, 1983. Source of interannual baroclinic waves in the Eastern subtropical North Pacific. *Jour. Phys. Ocean.* 13: 531-544.
- Weare, W. C., A. R. Navato y R. E. Newell, 1976. Empirical ortogonal analysis of Pacific sea surface temperature. *Jour. Phys. Ocean.* 6:671-678.
- Weare, W. B., y J. S. Nansstrom, 1982. Example of extended empirical ortogonal function analysis. *Monthly Weather Review* . 110:481-485.
- Weare, W. B., 1982. El Niño and Tropical Pacific Ocean surface temperatures. *Jour. Phys. Ocean.* 12: 17-27.
-