

Propagación de variaciones de baja frecuencia en la temperatura superficial del Pacífico nor-oriental

Hugo Herrera Cervantes^{1,3} y Alejandro Parés Sierra^{1,2}

¹ Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California, México.

² Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California, USA.

³ Actualmente en: Instituto de Investigación Oceanográfica del Golfo y Mar Caribe. Secretaría de Marina, Veracruz, Ver., México.

Recibido: 19 de enero, 1993; aceptado: 27 de julio, 1993.

RESUMEN

Se estudia la propagación de señales de baja frecuencia en ocho años de datos (1982-1989) de Temperatura Superficial del Mar (TSM) en el noreste del Océano Pacífico. El análisis de las observaciones muestra que la variabilidad interanual de la TSM está asociada con la presencia de El Niño. 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.

La primera eigenfunción (61%) está asociada con la presencia de El Niño en la costa en su fase madura y con su decaimiento en forma de señal que se propaga hacia el oeste en bajas latitudes. La segunda eigenfunción (29%) está asociada con la intrusión proveniente del océano interior, 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 al frente costero. La rapidez de propagación hacia el oeste de la señal detectada inicialmente en la costa, se estimó de 3.4 a 1.7 km/día en latitudes menores de 25°N. La posición de la fase teórica de una onda de Rossby se ajusta a los desplazamientos de la señal costera observada, identificando el posible mecanismo de esta propagación en la TSM.

PALABRAS CLAVE: Variabilidad de baja frecuencia, ondas de Rossby, temperatura superficial.

ABSTRACT

We study the propagation of low frequency variability of sea surface temperature (SST) data (1982-1989) in the north eastern Pacific Ocean. The analysis shows that the SST interannual variability is associated with the El Niño event of 1982-83. This event appears as a front parallel to the coast and as a warm water intrusion from the ocean interior.

The first eigenfunction (61%) is associated with the mature phase of El Niño, and its westward propagation from the coast. The second eigenfunction (29%) is associated with an intrusion from the interior induced by large-scale advection generated by an intensification of the central Pacific winds. This signal is out of phase with the coastal signal by about 18 months. The westward propagation speed of the coastal signal was estimated to be from 3.4 to 1.7 km/day for latitudes less than 25°. The speed and form of this large-scale wave conforms with the theoretical characteristics of a Rossby wave.

KEY WORDS: Low frequency signals, Rossby wave, SST.

I. INTRODUCCION

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

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. La 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). La información de irradiancia obtenida por el radiómetro

es convertida a datos de TSM mediante un algoritmo empírico. La fuente principal de error en los datos de TSM obtenidos de irradiancia se debe a la absorción de radiación infrarroja por el vapor de agua presente en la atmósfera.

Bernstein (1982) comparó la información de TSM obtenida por AVHRR con la obtenida de bancos y boyas durante un mismo período y concluyó que los primeros son bastante precisos, mostrando niveles de ruido de 0.6°C. En el presente trabajo se analiza la propagación de señales de baja frecuencia en el campo de la TSM apoyándose en la cobertura espacial de ocho años de datos obtenidos por AVHRR en el área comprendida entre 20-50° N y 110-150° W. Asimismo, se analiza la influencia de fenómenos de posible origen ecuatorial (ondas costeras de Kelvin, El Niño), y del forzamiento atmosférico local sobre la dinámica de la zona de estudio.

II. AREA DE ESTUDIO

La zona noreste del Océano Pacífico (Figura 1), fue una de las primeras en ser estudiadas por medio de imáge-

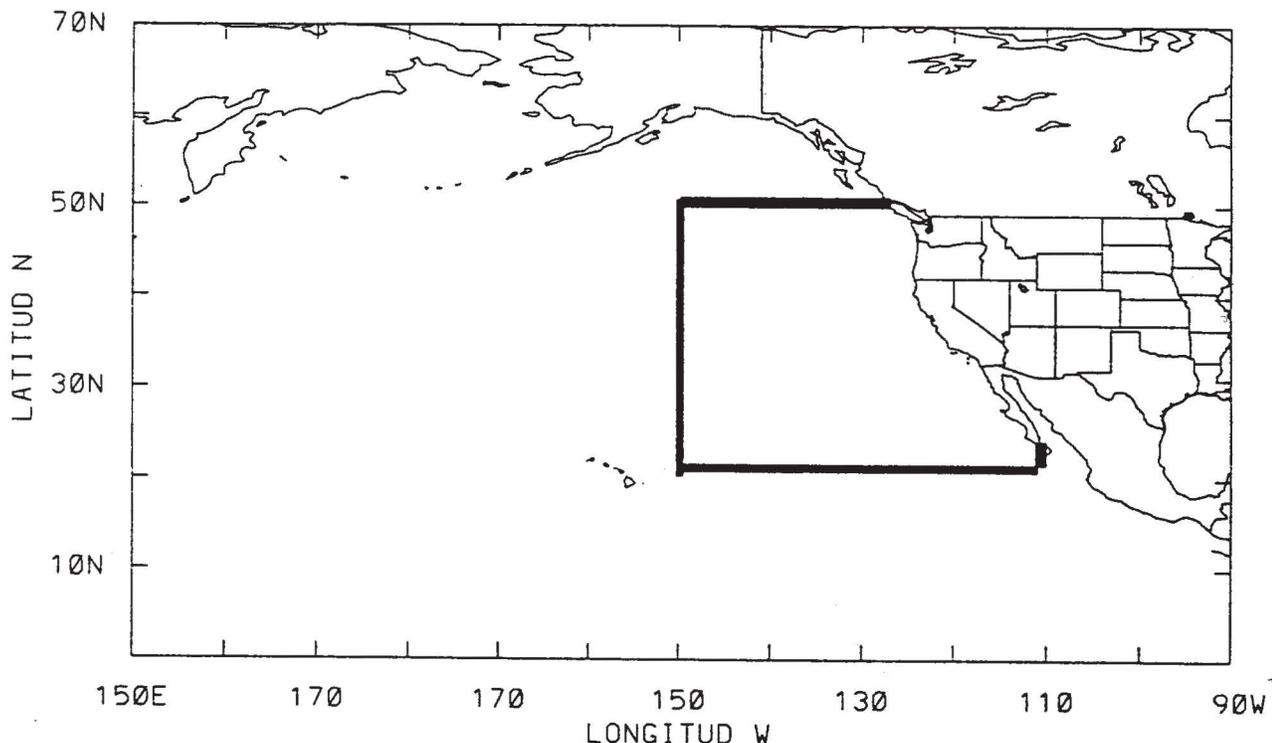


Fig. 1. Mapa del área en estudio.

nes infrarrojas de satélite. Bernstein *et al.* (1977) analizaron la formación de fenómenos de mesoescala (vg. giros) en la Corriente de California utilizando imágenes infrarrojas de satélite. Observaron que 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 surgencia 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, no sólo en la zona de generación.

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 en la zona de estudio, es la advección de gran escala inducida por el patrón de vientos dominantes, controlados por el centro de baja presión de las Islas Aleutianas (Baja Aleutiana) y el centro de alta presión subtropical (Anticiclón Subtropical). Emery y Hamilton (1985) 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 de 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 propusieron un patrón de transporte geostrófico interanual, diferente al esquema tradicional de circulación que domina la zona de estudio.

Estudios sobre mecanismos generadores de ondas planetarias se han llevado a cabo recientemente en la zona de estudio. White y Saur (1981 y 1983), utilizando la información del rotacional del esfuerzo del viento y secciones verticales de temperatura, detectaron fuentes generadoras de ondas de Rossby de período anual e interanual. McCreary (1976) mostró numéricamente que la presencia de El Niño en las costas de Norteamérica 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. Propone que la relajación de la energía de este tipo de ondas está asociada con propagación hacia el oeste de ondas de Rossby. Parés-Sierra y O'Brien (1989), usando un modelo numérico con una capa activa y utilizando como parámetro el espesor de la capa superior, detectaron una señal generada en la costa durante eventos fuertes de El Niño; tres años después esta señal se localizó desplazada hacia el oeste, siendo más evidente en bajas latitudes (Figura 2). Asimismo, se detecta la presencia de una "latitud crítica" al sur de la cual las ondas se propagan hacia el oeste en forma de ondas de Rossby y al norte de la misma, decaen exponencialmente hacia el oeste.

III. DATOS

Los datos usados en este estudio forman parte de los análisis globales semanales de TSM obtenidos por el Jet

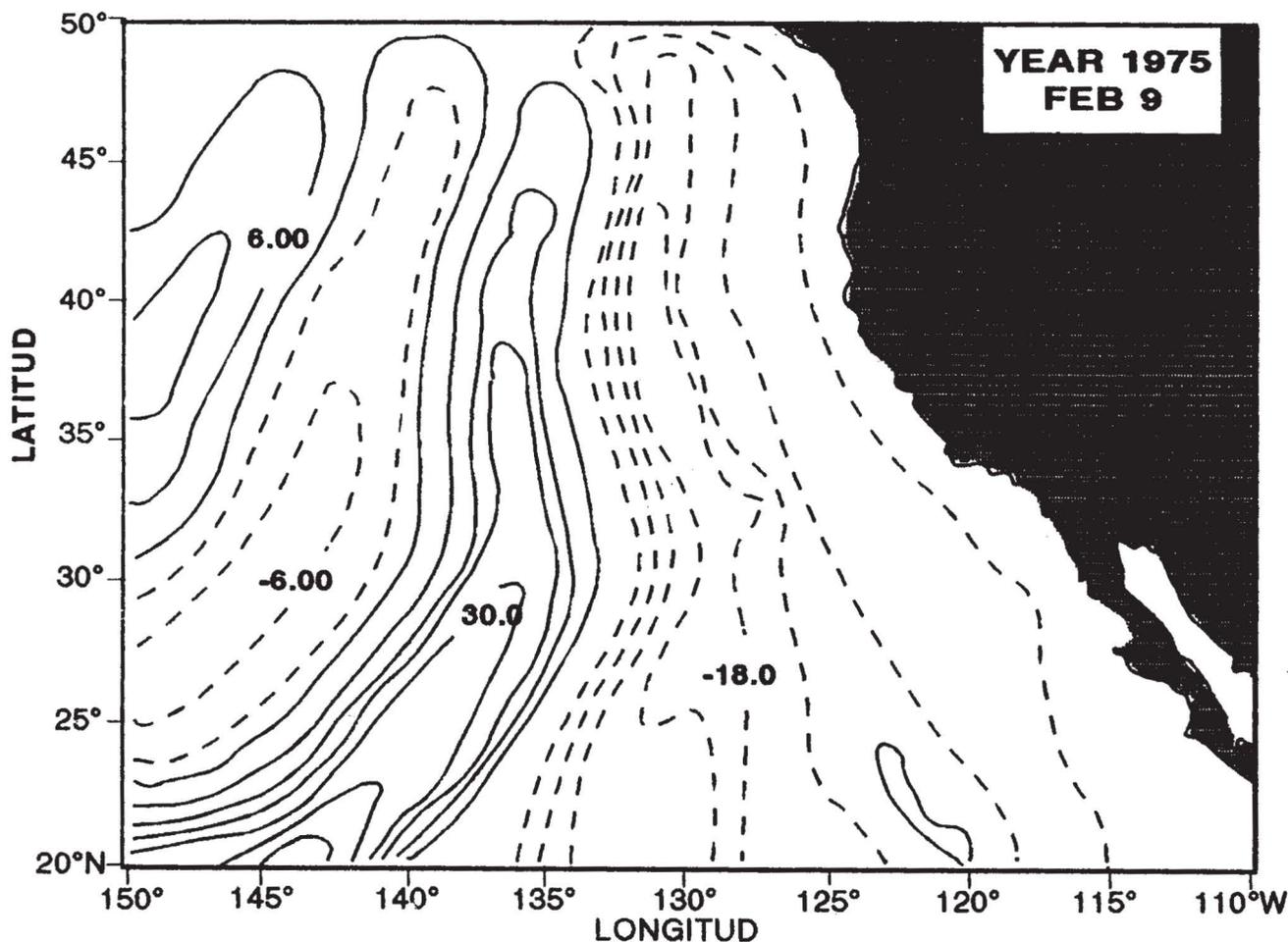


Fig. 2. Posición de una señal generada en la costa durante eventos de El Niño y que tres años después se ha propagado hacia el oeste (resultado de forzar remotamente un modelo numérico utilizando como parámetro el espesor de la capa superior del océano). Tomado de Parés-Sierra y O'Brien, 1989.

Propulsion Laboratory (JLP), de la NASA Ocean Data System (NODS) para el océano mundial. Estos se derivan de la información obtenida por el sensor de infrarrojo (AVHRR) del satélite NOAA-6, almacenados en archivos de promedios semanales globales para una malla de 2048 x 1024 puntos cubriendo a la Tierra, con un tamaño de malla de 0.175° ($\approx 19\text{km}$ por lado). Áreas en donde el efecto de nubes no permitió obtener información, fueron interpolados utilizando el método de relajación Laplaceana con los datos vecinos (Smith, 1990).

Se extrajo la información de 8 años de datos de TSM (1982-1989), correspondientes al área de estudio. Teniendo la información semanal de TSM se generaron promedios mensuales, eliminando parcialmente el ruido producido por las interpolaciones hechas en áreas donde el efecto de las nubes fue importante. A los datos mensuales se les filtró la señal anual para hacer resaltar las señales de frecuencias más bajas, presentes en la serie de eventos mensuales. Se utilizó como filtro paso bajo el promedio corrido con 13 pasos (meses). Este fue utilizado dos veces para atenuar los lóbulos que se forman en la función de res-

puesta. Finalmente, a los datos filtrados se les restó el promedio global de toda la serie para obtener el campo de anomalías.

IV. FUNCIONES EMPÍRICAS ORTOGONALES EXTENDIDAS (FEOEs)

En el análisis de funciones empíricas ortogonales (FEOEs), se define un número pequeño de funciones, las cuales explican en gran cantidad de la varianza contenida en un juego de datos geofísicos. A diferencia de otras representaciones ortogonales, estas funciones no necesitan que las variables a analizar tengan una forma predeterminada, sino más bien dependen de la interrelación de los datos.

Cuando se desean analizar las características de propagación, el análisis tradicional es insuficiente debido a que sólo 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), es una variación del mé-

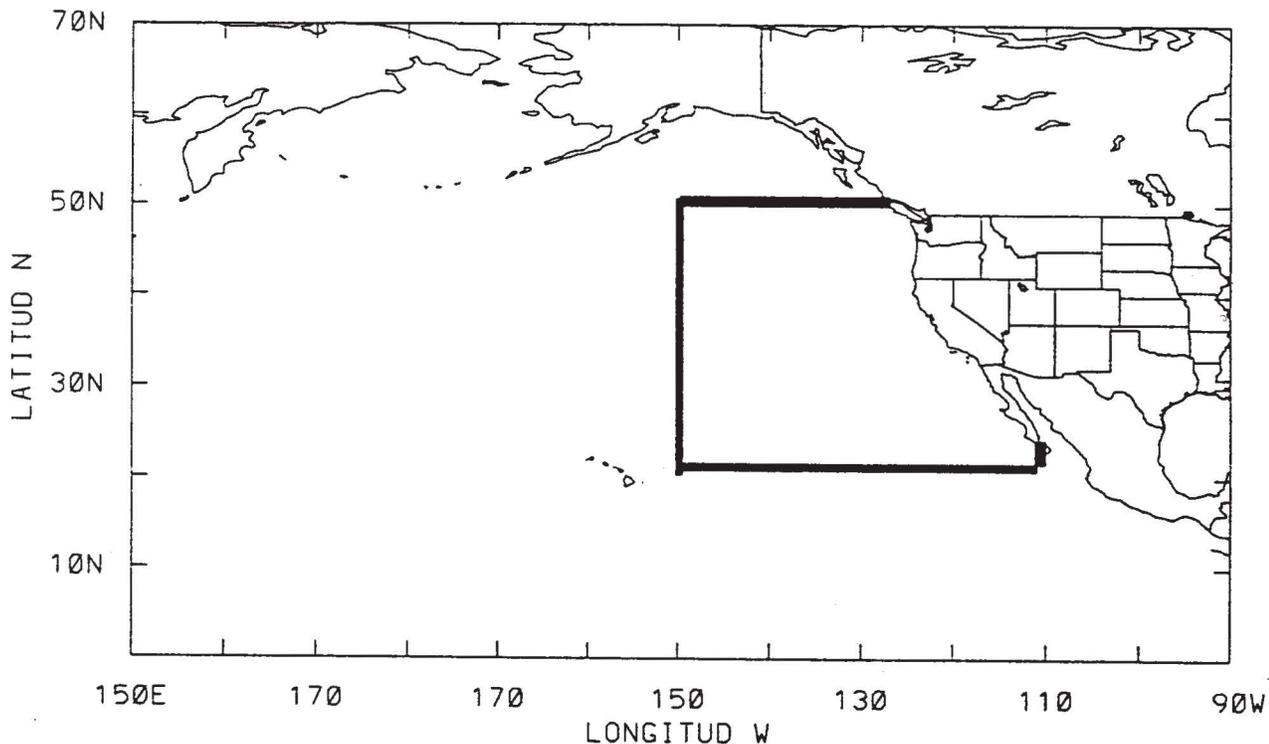


Fig. 1. Mapa del área en estudio.

nes infrarrojas de satélite. Bernstein *et al.* (1977) analizaron la formación de fenómenos de mesoescala (vg. giros) en la Corriente de California utilizando imágenes infrarrojas de satélite. Observaron que 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 surgencia 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, no sólo en la zona de generación.

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 en la zona de estudio, es la advección de gran escala inducida por el patrón de vientos dominantes, controlados por el centro de baja presión de las Islas Aleutianas (Baja Aleutiana) y el centro de alta presión subtropical (Anticiclón Subtropical). Emery y Hamilton (1985) 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 de 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 propusieron un patrón de transporte geostrófico interanual, diferente al esquema tradicional de circulación que domina la zona de estudio.

Estudios sobre mecanismos generadores de ondas planetarias se han llevado a cabo recientemente en la zona de estudio. White y Saur (1981 y 1983), utilizando la información del rotacional del esfuerzo del viento y secciones verticales de temperatura, detectaron fuentes generadoras de ondas de Rossby de período anual e interanual. McCreary (1976) mostró numéricamente que la presencia de El Niño en las costas de Norteamérica 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. Propone que la relajación de la energía de este tipo de ondas está asociada con propagación hacia el oeste de ondas de Rossby. Parés-Sierra y O'Brien (1989), usando un modelo numérico con una capa activa y utilizando como parámetro el espesor de la capa superior, detectaron una señal generada en la costa durante eventos fuertes de El Niño; tres años después esta señal se localizó desplazada hacia el oeste, siendo más evidente en bajas latitudes (Figura 2). Asimismo, se detecta la presencia de una "latitud crítica" al sur de la cual las ondas se propagan hacia el oeste en forma de ondas de Rossby y al norte de la misma, decaen exponencialmente hacia el oeste.

III. DATOS

Los datos usados en este estudio forman parte de los análisis globales semanales de TSM obtenidos por el Jet

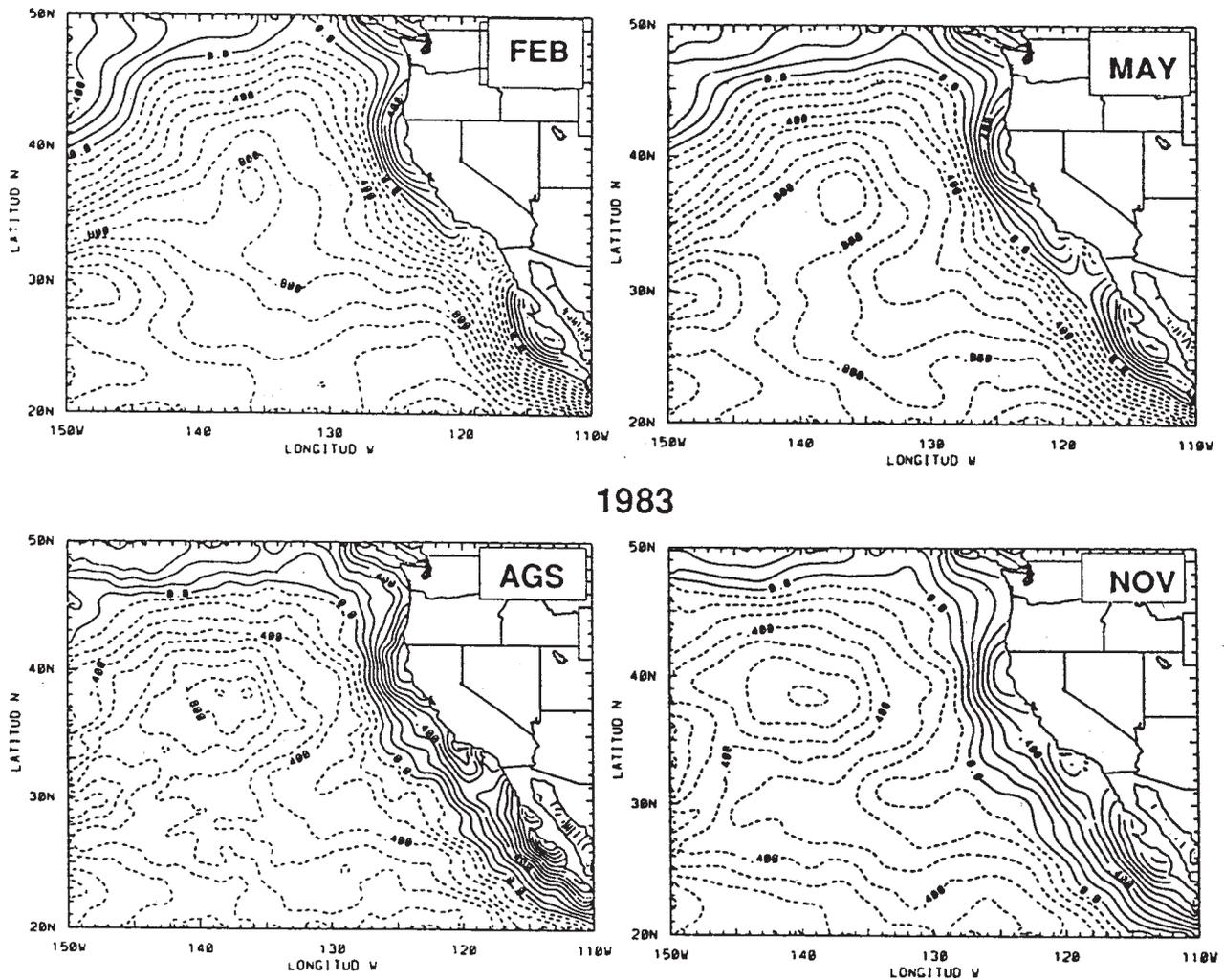


Fig. 3. Campo de anomalías interanuales de TSM para 1983. El intervalo de contornos es de 0.1°C, los contornos punteados indican anomalías negativas.

máximo espectral indicando propagación de 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 25° y 21° N (no mostrados), aparte del pico espectral centrado en el período anual, se detecta otro centrado en el período de aproximadamente 5.5 años (2000 días), asociado con eventos de El Niño, el cual muestra una ligera asimetría hacia el oeste. La energía contenida en la señal anual es tan dominante que obscurece la contribución de todas las demás frecuencias. Esto confirma lo encontrado por Gallegos-García *et al.* (1981) para las mismas latitudes utilizando datos de TSM obtenidos por barcos y boyas.

En los datos filtrados, el máximo de energía se encuentra en períodos del orden de 6.5 años (2400 días) y longitudes de onda mayores de 3000 km. En 45° N (Figura 10) el máximo pico espectral se muestra inclinado hacia la derecha con respecto al número de onda y centrado en períodos mayores de 6.5 años. El diagrama de Hovmoller para esta latitud (Figura 8) muestra una fuerte intrusión de anomalías positivas provenientes del océano interior con di-

rección hacia la costa. La inclinación de las isolíneas de energía reflejan esta característica. Para 35° N el máximo de energía es simétrico con respecto al número de onda y centrado en períodos de aproximadamente 4 años (1500 días). En los espectros de 25° y 21° N (Figura 11) 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.

VI. RESULTADOS

VI.1 Funciones empíricas ortogonales (análisis tradicional)

Utilizando el análisis tradicional de FEOs en los datos filtrados, se obtuvo la distribución espacial de la varianza (Tabla I) y su correspondiente función de amplitudes. Las tres primeras funciones explican aproximadamente el 90 % de la varianza.

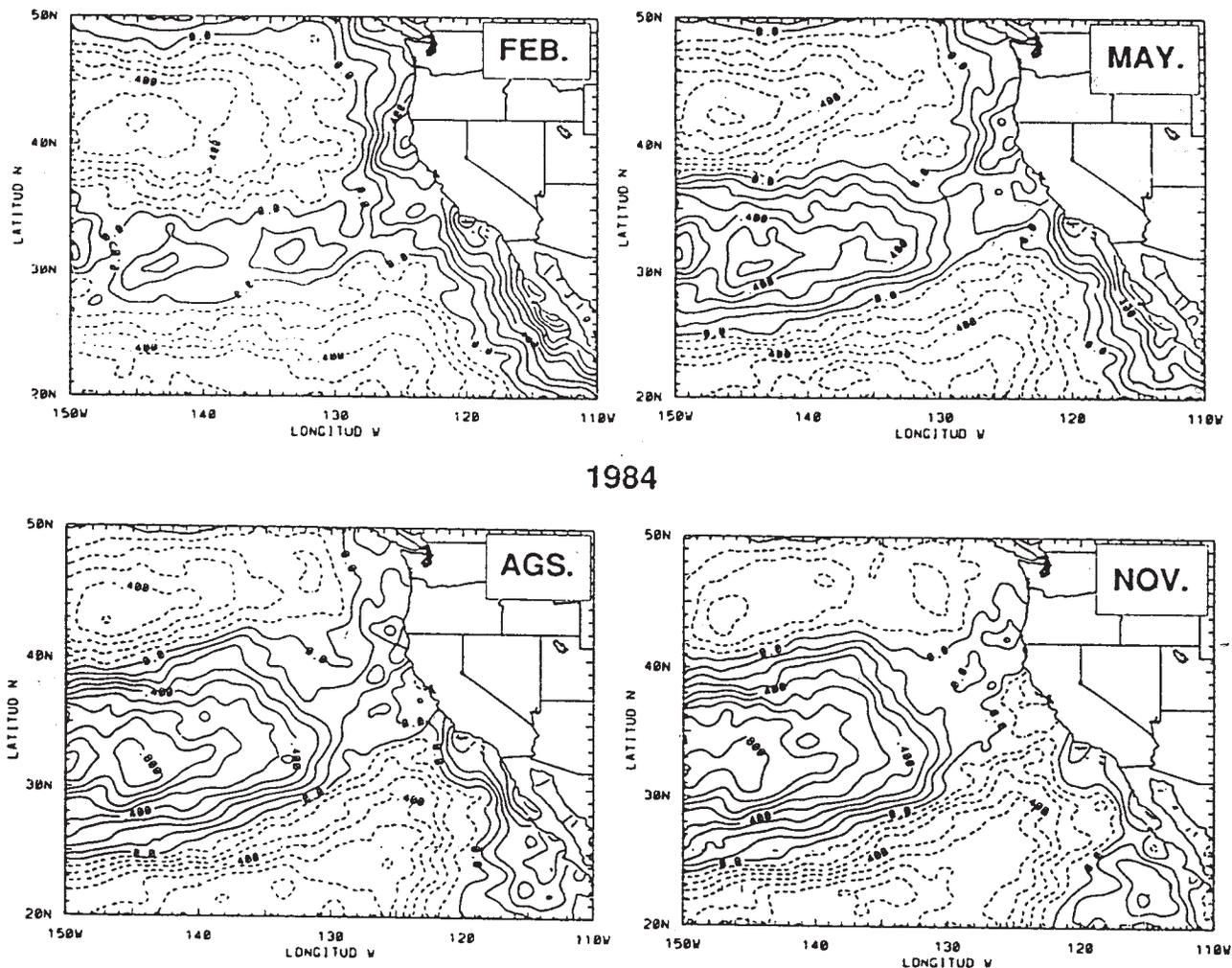


Fig. 4. Campo de anomalías interanuales de TSM para 1984. El intervalo de contornos es de 0.1°C, los contornos punteados indican anomalías negativas.

Tabla I

Distribución de la varianza total contenida en la serie de datos filtrados

FUNCIONES EMPÍRICAS ORTOGONALES porcentaje de varianza explicada		
Modo. No.	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 Figura 12 presenta el patrón espacial del primer modo (FEO1), el cual explica el 51 % de la varianza total contenida en los datos filtrados. Este patrón lo asociamos con la posición promedio del evento de El Niño de 1983, que se manifiesta como un frente costero correlacionado negativamente con el resto del área en estudio. La presencia de

este frente ya había sido detectada en el análisis del campo de anomalías y en los diagramas de Hovmöller durante los dos primeros años de la serie (ver sección V). La función de amplitudes que modula el patrón espacial muestra mayor amplitud 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 (Figura 13), asociada por algunos autores (Davis, 1976 y Clark, 1972) con anomalías de TSM generadas en el océano interior y advectadas por la corriente media hacia la costa. Esta intrusión fue detectada claramente en los diagramas de Hovmöller en 45° y 35° N (Figura 8), así como en los espectros de energía de 45° N principalmente (Figura 10). El resto del área de estudio se correlaciona negativamente con la intrusión proveniente del océano interior. 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.

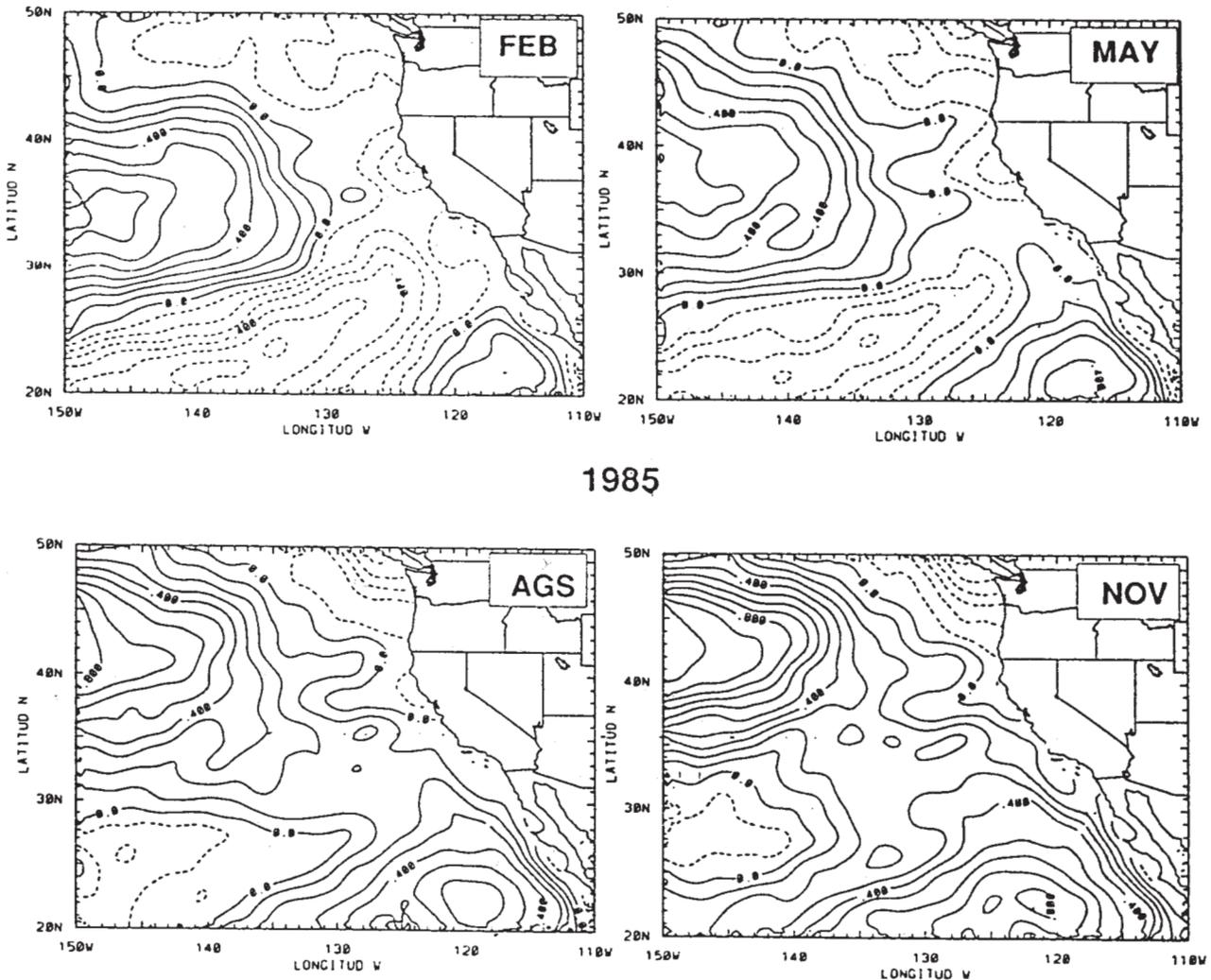


Fig. 5. Campo de anomalías interanuales de TSM para 1985. El intervalo de contornos es de 0.1°C, los contornos punteados indican anomalías negativas.

El patrón de variabilidad del tercer modo (FEO3) explica el 17% de la varianza y muestra un área de variabilidad negativa semejante a la asociación mostrada en el campo de anomalías mensuales (Figuras 6 y 7), entre la señal que se propaga hacia el oeste y la intrusión proveniente del océano 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 comprobar mediante 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 las FEOEs utilizando un desfase temporal de 17 bimestres. Cada modo extendido está representado por 9 mapas de desfases. El desfase cero (Lag 0) del modo uno contendrá la información de la varianza de los primeros 17 bimestres de la serie (enero 1983-octubre 1985); el desfase

2 (Lag 2), recorre la información en 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 EMPÍRICAS ORTOGONALES EXTENDIDAS		
porcentaje de varianza explicada		
Modo. No.	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

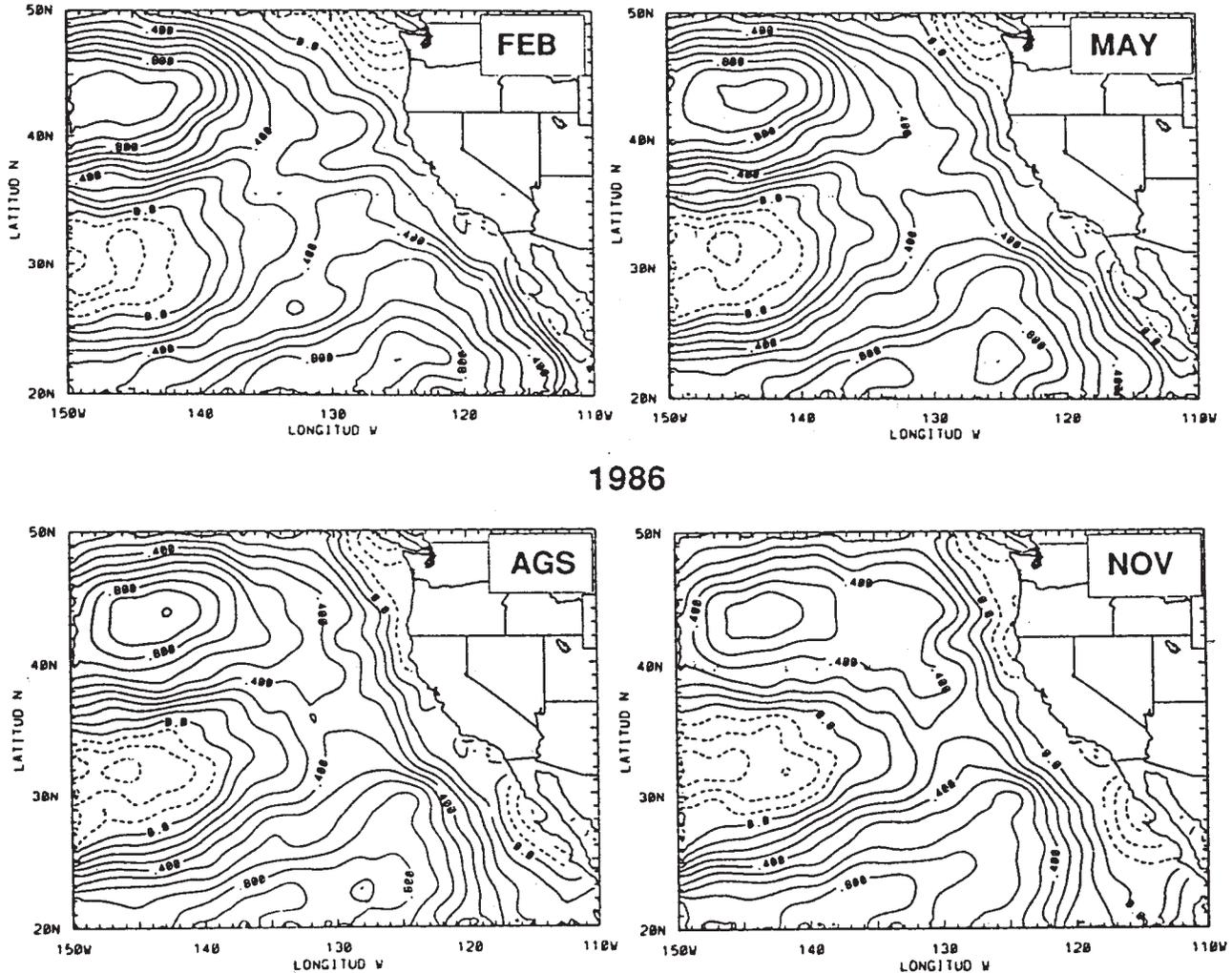


Fig. 6. Campo de anomalías interanuales de TSM para 1986. El intervalo de contornos es de 0.1°C , los contornos punteados indican anomalías negativas.

En el análisis extendido sólo son necesarias dos funciones para explicar aproximadamente 90% de la varianza. El primero y segundo modo explican el 61% y 29% de la varianza total, respectivamente. El primer modo extendido explica un porcentaje mayor al obtenido por la primera función en el análisis tradicional; esto refuerza la hipótesis de que este modo representa un fenómeno de propagación el cual es mejor capturado por las funciones empíricas ortogonales extendidas que por las tradicionales. 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 primera función utilizando el análisis tradicional.

VI. 2.1 Primera eigenfunción extendida

La Figura 14 describe en forma secuencial (9 mapas) la información de la primera función extendida (FEOE1). La característica más sobresaliente de los primeros 3 mapas

(desfase 0, 2, 4) es la fuerte anomalía a lo largo de la costa que asociamos a la parte madura del evento del Niño (Norte). El resto del área muestra una variabilidad coherente pero correlacionada negativamente con el frente costero.

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. Esta intrusión, como se comentó en secciones anteriores, puede estar asociada con advección oceánica generada por la intensificación de la Baja Aleutiana durante el evento de El Niño (Enery y Hamilton, 1985), haciendo las aguas calientes del Pacífico central lleguen a la zona en 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.

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 hasta seccionarse

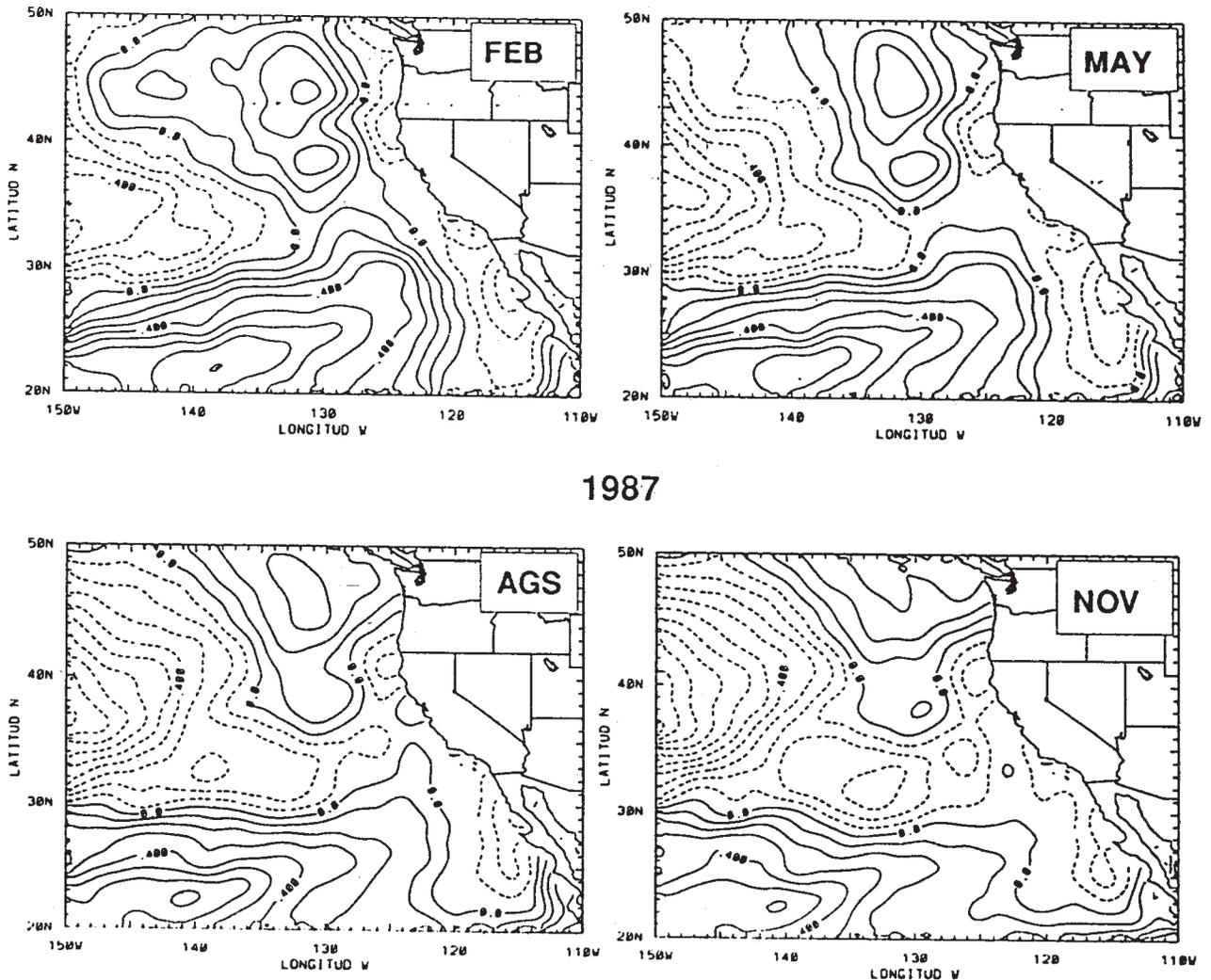


Fig. 7. Campo de anomalías interanuales de TSM para 1987. El intervalo de contornos es de 0.1°C , los contornos punteados indican anomalías negativas.

aproximadamente a la altura de 35°N , creando dos polos costeros de variabilidad positiva al norte y al sur de esta latitud. El polo costero sur 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 norte), queda restringida a su área inicial, mostrando un decaimiento en los siguientes desfases.

El patrón para los desfases 8 y 10 muestra el comportamiento de las dos características principales de variabilidad positiva. El polo costero sur extiende su área de influencia hacia el oeste; 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 tiende a dominar gran parte del área de estudio al acoplarse con el polo costero sur. Los remanentes de la variabilidad negativa que inicialmente cubría gran parte del área en estudio se presentan al norte y al oeste. La propa-

gación hacia el oeste del polo costero sur se observa más intensa al sur de 35°N y orientando su vértice superior hacia el noreste. Su rapidez de propagación inicial fue de aproximadamente 1.5 km/día . Esta rapidez de propagación es congruente con la calculada en los diagramas de Hovmöller para las latitudes de 25° y 21°N (1.5 y 1.7 km/día).

VI. 2.2 Segunda eigenfunción extendida

La Figura 15 describe la evolución espacio-temporal de la segunda eigenfunción extendida (FEOE2). 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. Los núcleos de variabilidad negativa dominan las regiones costeras con valores altos en el extremo sur de la Península de Baja California y frente a la Isla de Vancouver (desfase 6, 8 y 10).

En los desfases 8, 10 y 12 es evidente el acoplamiento de las dos características de variabilidad positiva más im-

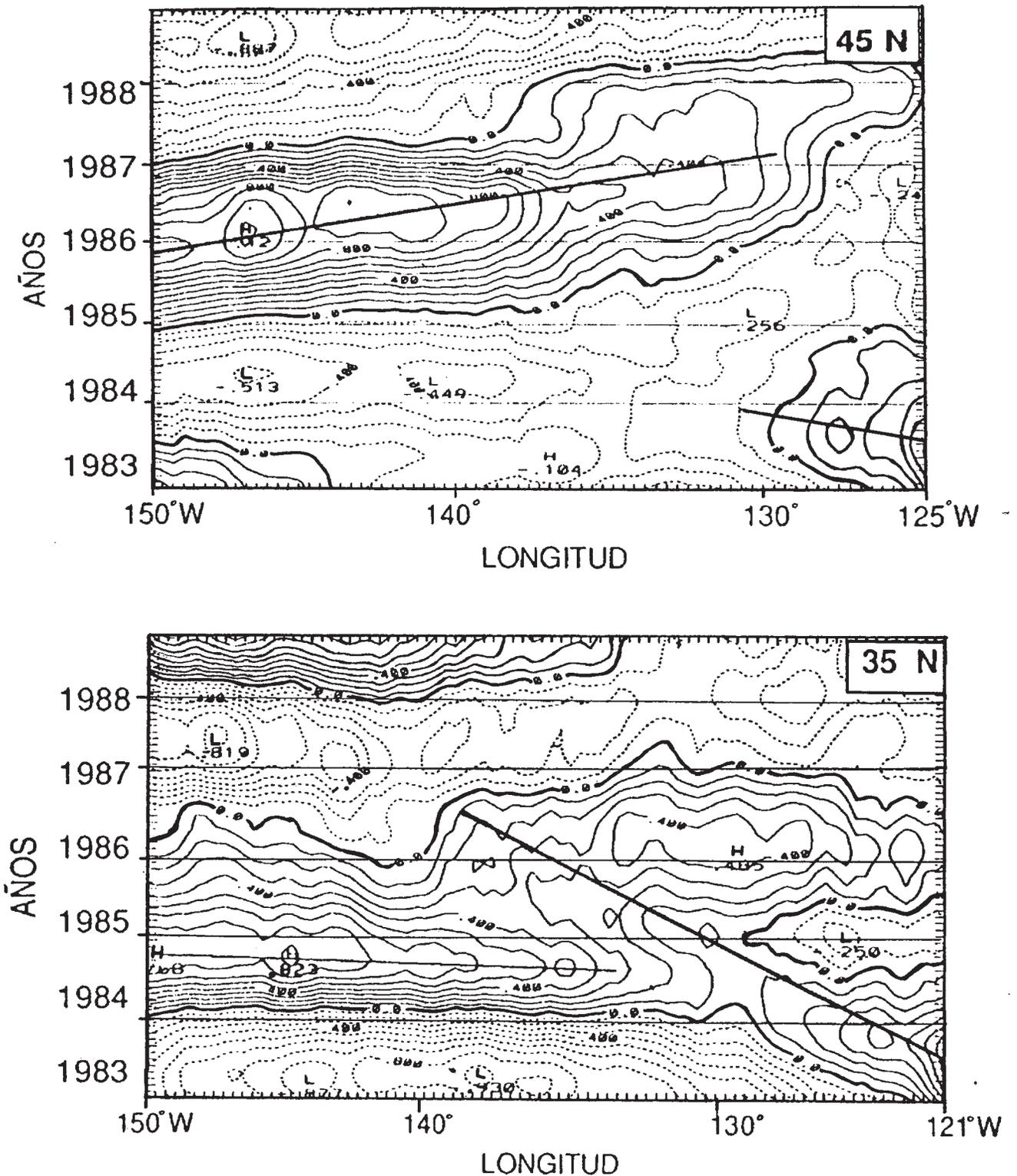


Fig. 8. Diagramas de Hovmöller (longitud-tiempo) de anomalías interanuales TSM para los transectos de 45° N y 35° N. El intervalo de contornos es de 0.1° C, los contornos punteados indican valores negativos (menores que el promedio). Las diagonales indican la dirección hipotética de propagación.

portantes: el polo costero sur y la intrusión de variabilidad oceánica. El remanente de variabilidad negativa se localiza

frente a Vancouver, en la parte oeste del área de estudio y frente a las costas de Baja California, donde se ve la for-

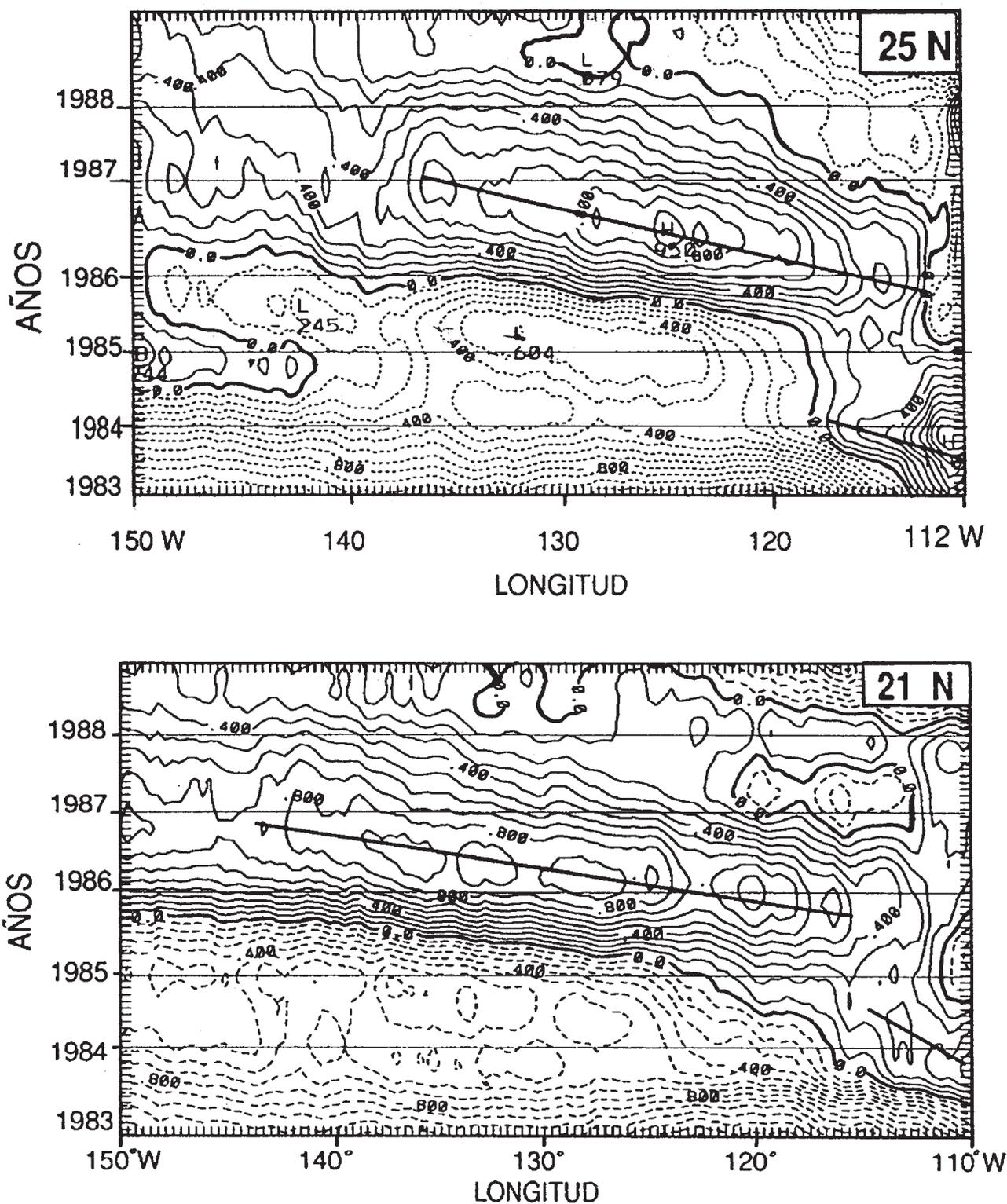


Fig. 9. Igual que Fig. 8, pero para transectos a 25° N y 21° N.

mación de una nueva señal de variabilidad negativa de menor intensidad. En su mayoría las características anteriores fueron explicadas en la sección anterior.

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

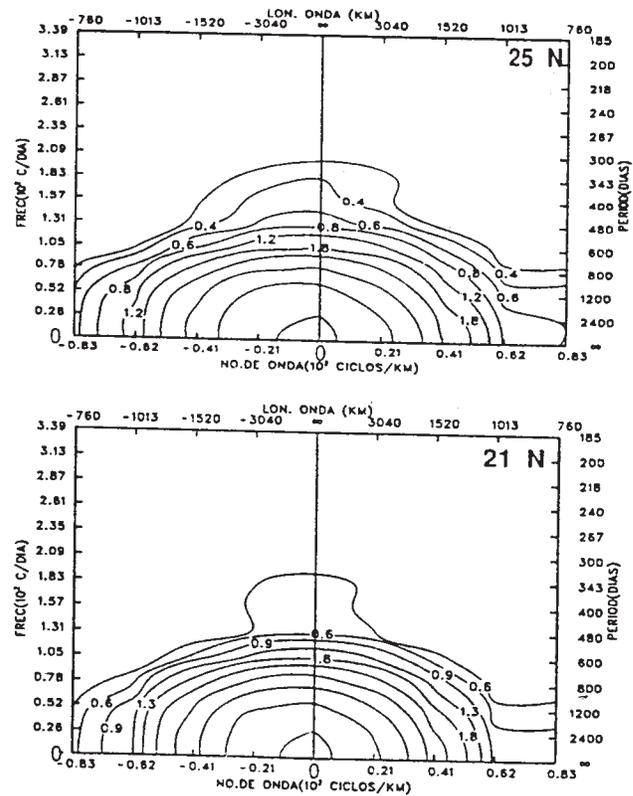
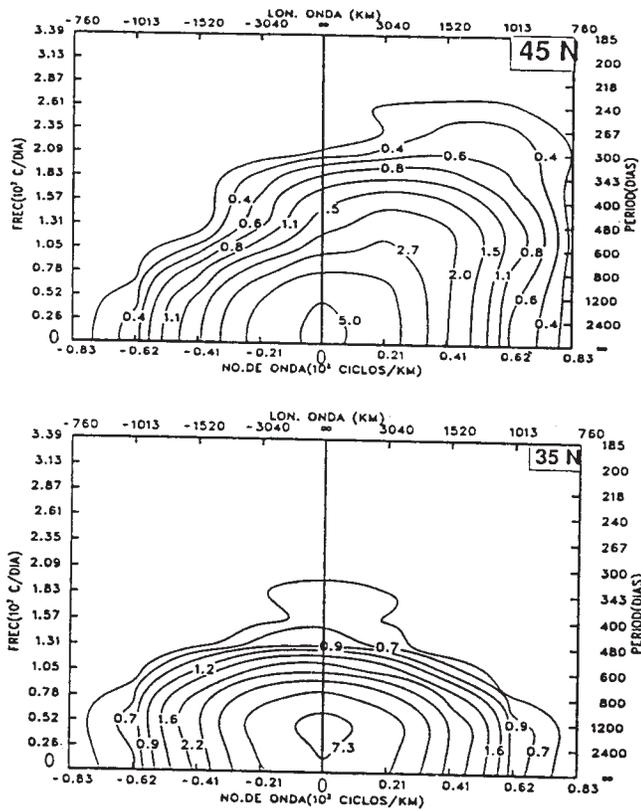


Fig. 10. Espectros bidimensionales de anomalía de TSM utilizando los datos filtrados en 45° y 35° N. Se utilizan 18 y 20 grados de libertad respectivamente para un nivel de confianza del 90%, los contornos indican niveles de energía. La escala de frecuencias es multiplicada por 100.

Fig. 11. Igual que Fig. 10, pero para los transectos a 25° y 21°.

la formación de señales que posteriormente se propagan hacia el oeste, de menor intensidad que la generada por el evento de El Niño de 82-83. El polo costero sur continúa propagándose hacia el oeste, alcanzando la frontera oeste del área de estudio en los dos últimos patrones. La intensa actividad a lo largo de las costas de Baja California es asociada por algunos autores con una fuente generadora de ondas de Rossby, causada por la relajación de la energía de ondas de Kelvin generadas en la región ecuatorial (McCreary, 1976; 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 parecen separar 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 (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, que son parcialmente coherentes con los resultados obtenidos al tratar de modelar la respuesta oceánica del área en estudio con forzamientos provenientes de regiones ecuatoriales (Parés-Sierra, 1991).

VII. DISCUSION

Los factores físicos involucrados en la variabilidad estacional de la TSM en el Pacífico norte fueron discutidos por Clark (1972) y otros autores. 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 la advección horizontal y vertical. A escalas interanuales siguen siendo válidos los procesos de calentamiento y enfriamiento superficial y de advección propuestos por Clark (1972).

El modelo físico analizado anteriormente se basa en la influencia del evento de El Niño en su fase madura, continuando con su decaimiento y la restauración de las condiciones normales de variabilidad interanual en la zona de estudio. El campo de anomalías discutido en el capítulo V da un panorama global del patrón dinámico del área. Se detecta la presencia de El Niño en las costas de Norteamérica (Figura 3), asociado con los altos valores de anomalía detectados principalmente en las costas de California y Baja California (anomalías positivas mayores de 1.0° C con respecto al promedio).

Las anomalías positivas provenientes del océano interior pueden estar asociadas con advección horizontal de gran escala generada por la intensificación de la Baja Aleutiana durante el evento de El Niño (Emery y Hamil-

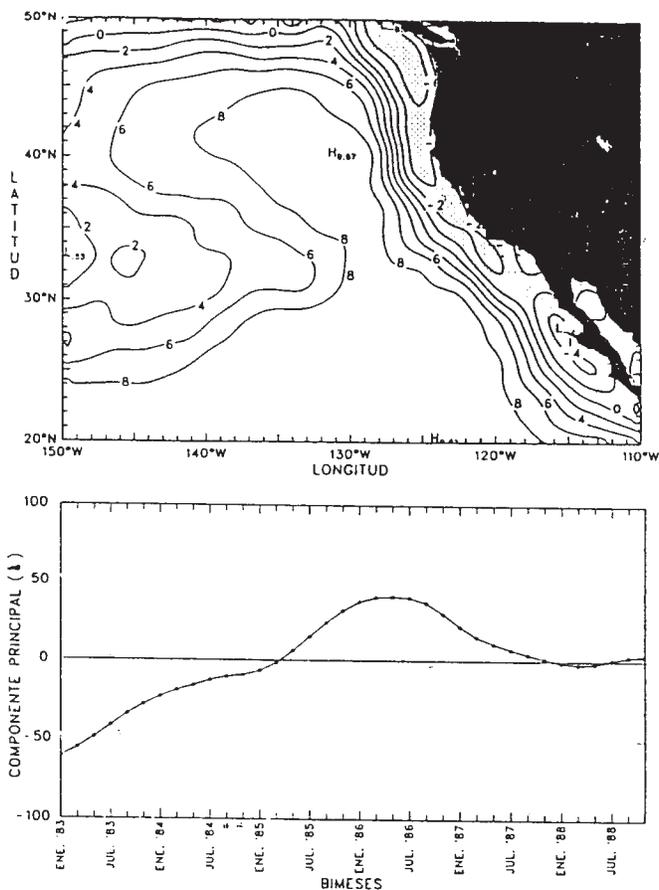


Fig. 12. Estructura espacial de la primera función empírica ortogonal usando el análisis tradicional. Areas sombreadas indican valores negativos, el intervalo de contornos es de 2.0 e indica grados de variabilidad. Abajo la función de amplitud que modela el patrón espacial en unidades relativas.

ton, 1985) o con flujos de calor provenientes del Pacífico Central (Clark, 1972 y Davis, 1976). Namias (1970) sugiere que las masas de agua anómalamente calientes o frías en la región de la corriente del Pacífico norte pueden trasladarse hacia el este con velocidades de aproximadamente 8.6 km/día (0.1 ms^{-1}). A esta velocidad las aguas anómalas del Pacífico central localizadas inicialmente en 180° W y 35° N , llegarían al meridiano de 150° W después de aproximadamente 330 días. Esto 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 en febrero de 1984.

La función de amplitudes de la FEO3 (no mostrada), podría representar el período de propagación hacia el oeste del polo costero sur así como su asociación con la intrusión proveniente del océano interior. El inicio del ciclo coincide con la identificación del polo costero sur como una señal que se propaga hacia el oeste en el campo de anomalías. Tarda 3.3 años en llegar al meridiano de 150° W (una distancia de 40° de longitud a la altura de 22° N),

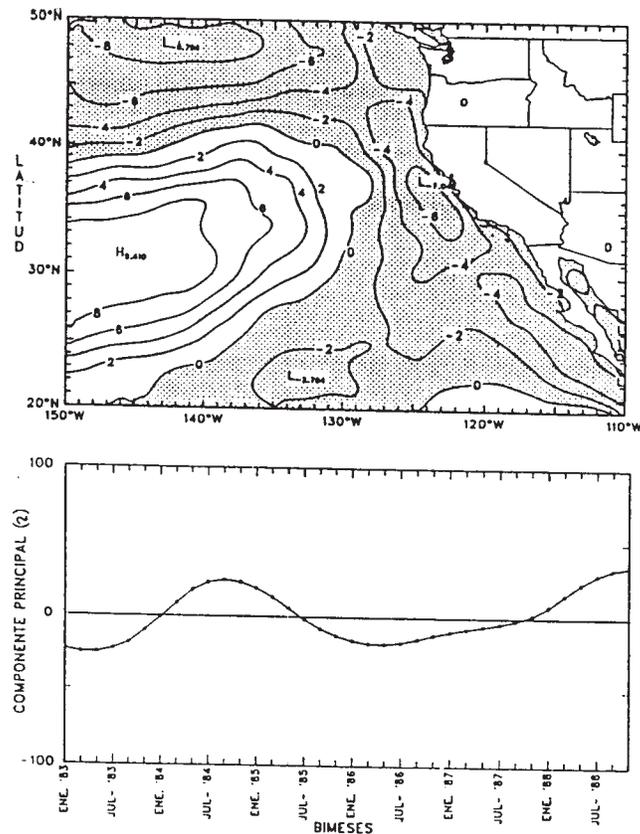


Fig. 13. Igual que Fig. 12, pero para la segunda función.

iniciando su recorrido en los primeros meses de 1984. La velocidad promedio del evento costero sur es de 3.4 km/día (0.04 ms^{-1}).

La rapidez de propagación teórica de una onda libre de Rossby en latitudes menores de 40° N se calculó tomando la profundidad de la capa superficial del océano (H_0) variando linealmente con la latitud, de 150 m. a 38° N a 300 m. a 22° N (tomados de White y Saur, 1983 y Parés y O'Brien, 1989). La gravedad reducida (g') de 2 cms^{-2} , se calculó tomando los valores de densidad superficial y profunda reportados por Pickard y Emery (1982). La expresión para calcular la velocidad de propagación de una

onda libre de Rossby es $C = \beta \left(\frac{g' H_0}{f^2} \right)$ donde β es la varia-

ción del parámetro de Coriolis con la latitud. 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 ms^{-1}) en 22° N . Haciendo el cálculo a diferentes latitudes y dibujando la posición de la fase en los mapas de anomalía (Figura 16) a intervalos de un año, vemos que su orientación concuerda con la señal que se propaga hacia el oeste (polo costero sur). Tomando en cuenta que se utilizan observaciones reales de TSM y que la teoría no contempla el forzamiento proveniente del océano interior (intrusión) ni el posible acoplamiento o mecanismo de realimentación entre la atmósfera y el océano, se puede concluir que existe una buena correspon-

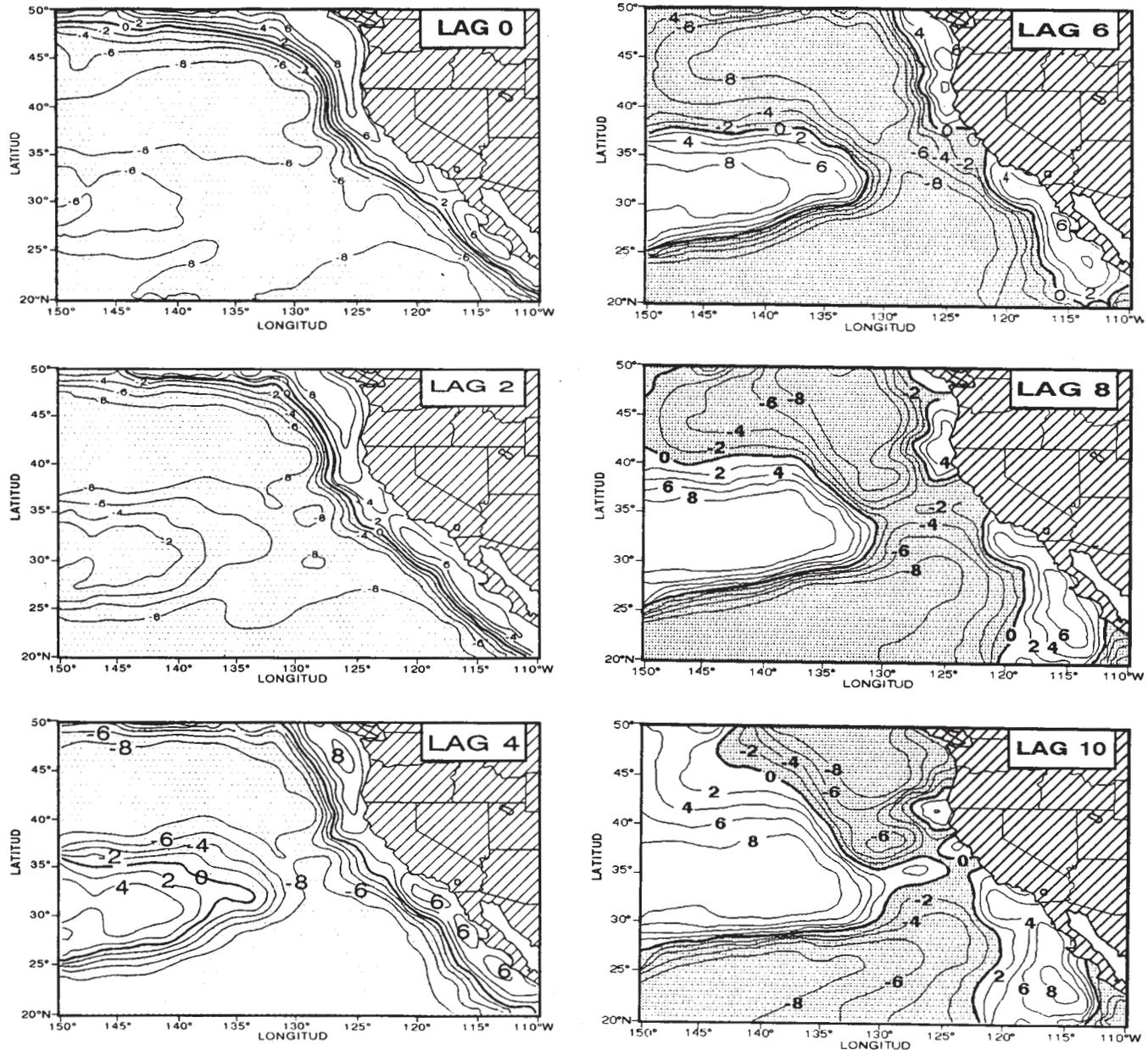


Fig. 14. Estructura espacio-temporal de la primera Función Empírica Ortogonal Extendida (FEOE1). Los mapas están ordenados de desfase cero (lag 0) al desfase 16 (lag 16) con intervalos de dos bimestres. El intervalo de contornos es de 2.0 e indica nivel de variabilidad.

dencia entre las señales que se propagan hacia el oeste en el campo de la TSM y la dinámica de las ondas planetarias.

Los resultados de las funciones extendidas (FEOE1 y FEOE2), explican el 90% de la varianza total. El porcentaje de la varianza expresada por FEO3 del análisis tradicional está contenida en estos dos modos, y por lo tanto la señal asociada con el polo costero sur se aparecerá en la secuencia de desfases. El polo costero sur 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 tomanto al desfase

12 del FEOE2 como la continuación del desfase 16 de la FEOE1. El tiempo que tarda esta señal en llegar a 150° W es aproximadamente de 3.1 años (38 meses). Su velocidad de propagación estimada con esta información es de 3.6 km/día en latitudes menores de 30° N, y es similar a la estimada por el campo de anomalías.

La propagación hacia el oeste del polo costero sur no es afectada por la intrusión oceánica proveniente del océano interior, la cual inhibe la propagación de señales generadas en la costa arriba de 35° N. Es algo que la teoría de ondas libres desde luego no incluye; por esta razón, los resultados de modelos numéricos (McCreary, 1976; Parés-

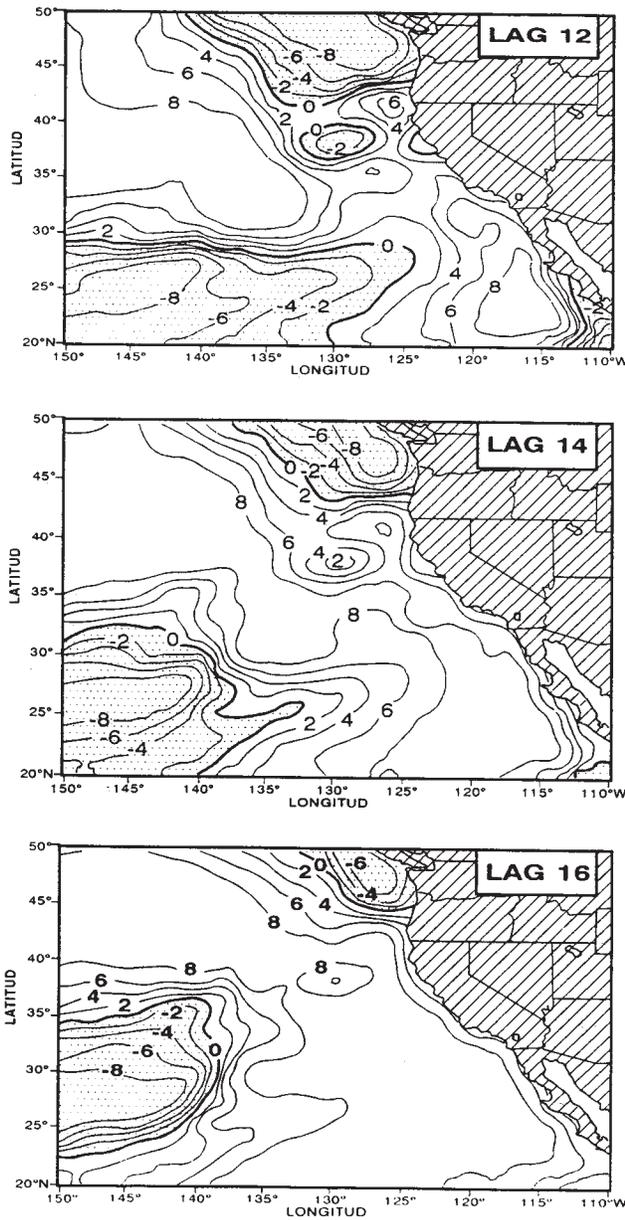


Fig. 14. Cont.

Sierra y O'Brien, 1989; Parés-Sierra, 1991) sugieren que las perturbaciones generadas a lo largo de la costa se propagan hacia el oeste más al sur de la latitud crítica como ondas libres de Rossby, mientras que al norte decaen hacia el oeste. La intrusión proveniente del océano interior interactúa como parte fundamental en el sistema dinámico del área en estudio. Este comportamiento es más evidente en la parte oeste de los diagramas de Hovmöller 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.

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 sur) con velocidades del orden de 1.7 a 3.3

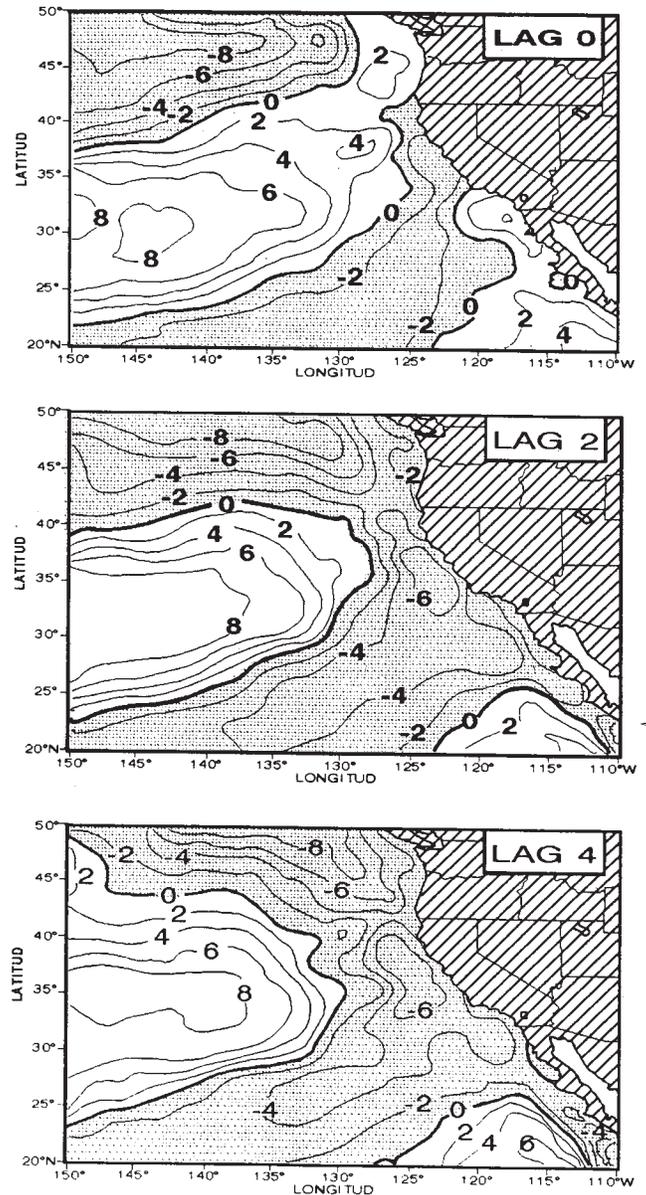


Fig. 15. Igual que Fig. 14 pero para la segunda Función Empírica Otogonal extendida.

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 en estudio. Este último resultado fue detectado anteriormente con modelos numéricos.

La intrusión proveniente del océano interior inhibe la propagación hacia el oeste de la parte norte del frente meridional costero. Este forzamiento no ha sido contemplado en los 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 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. La restauración

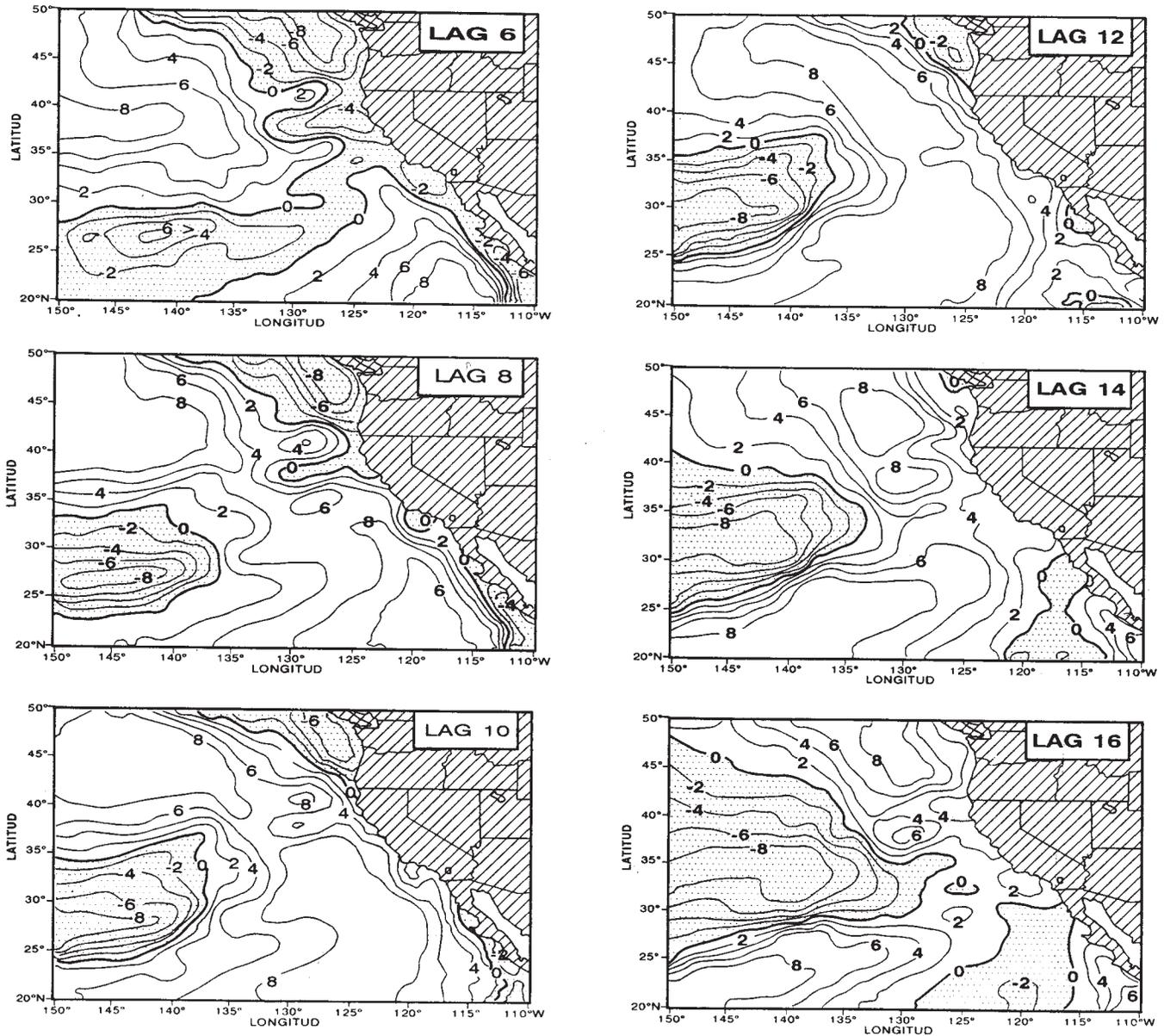


Fig. 15. (Cont.).

de las condiciones normales de variabilidad muestran una fuerte interacción de las dos señales antes mencionadas (el polo costero sur y la intrusión oceánica). Ambas controlan el patrón de variabilidad del área de estudio a partir de 1985. Es evidente la intensa actividad interanual presente en las costas de Baja California. 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; Parés-Sierra, 1991).

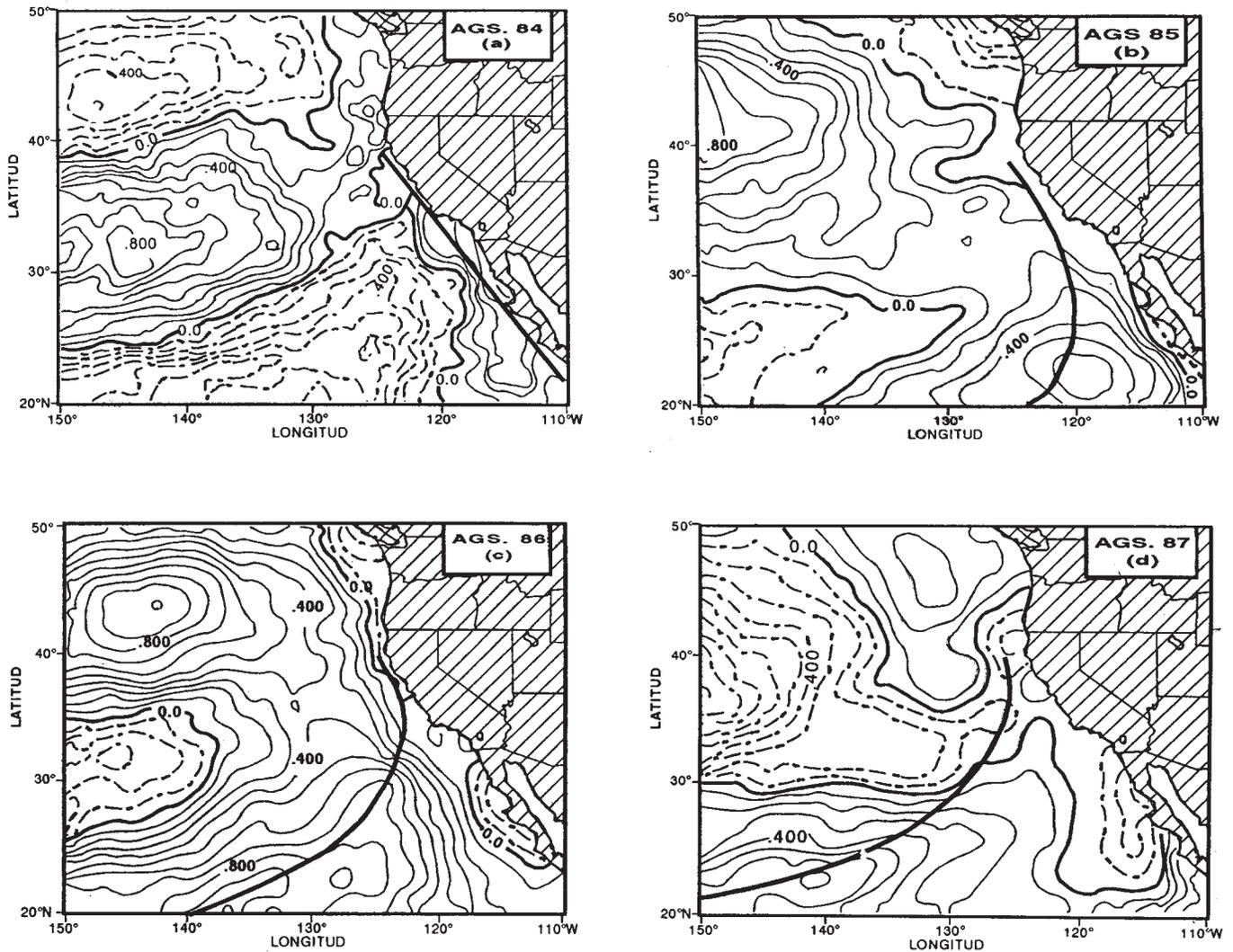


Fig. 16. Mapas de anomalía mensual de TSM donde se señala la posición de la fase teórica de una onda de Rossby generada en la costa y que se propaga hacia el oeste, comparada con la posición de la señal generada en la costa por el evento El Niño de 1983. El mapa (a) representa la posición inicial de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

BIBLIOGRAFIA

- BARNETT, T. P., 1977. The principal time and space scales of the Pacific trade winds fields. *J. Atmos. Science.*, 34, 2, 221-236.
- BARNETT, T. P. y K. HANSELNANN, 1979. Techniques of linear prediction with application to oceanic and atmospheric fields 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 surface temperature estimation using the NOAA6 satellite Advanced Very High Resolution Radiometer. *J. 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. *J. Phys. Ocean.*, 12, 757-784.
- CLARK, E. N., 1972. Specification of sea surface temperature anomaly patterns in the Eastern North Pacific. *J. Phys. Ocean.*, 2, 391-404.
- DAVIS, R. E., 1976. Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean. *J. Phys. Ocean.*, 6, 249-266.
- DAVIS, R. E., 1978. Predictability of sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean. *J. Phys. Ocean.*, 8, 233-246.
- EMERY, W. J. y K. HAMILTON, 1985. Atmospheric forcing of the interannual variability in the Northeast Pacific Ocean. Connections with El Niño. *J. Geophys. Res.*, 90, 857-868.

- GALLEGOS-GARCIA, A., W. J. EMERY, R. O. REID y L. MAGAARD, 1981. Frequency-wavenumber spectra of sea surface temperature and wind-stress curl in the Eastern North Pacific. *J. Phys. Ocean.*, 11, 1059-1077.
- GRAHAM, N. E. y T. P. BARNETT, 1987. An investigation of the El Niño Southern Oscillation cycle with statistical model. 1 Predictor field characteristics. *J. Geophys. Res.*, 92, 14251-14270.
- LAU, K. y P. A. CHAN, 1985. Aspect of the 40-50 day oscillation during the Northern winter as inferred 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 inferred 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. *J. Phys. Ocean.*, 6, 632-649.
- NAMIAS, J., 1970. Macroscale variations in sea-surface temperatures in the North Pacific. *J. Geophys. Res.*, 94, 3, 565-581.
- PARES-SIERRA, S. y J. J. O'BRIEN, 1989. The seasonal and interannual variability of the California Current System: A numerical model. *J. Geophys. Res.*, 94, 3159-3180.
- PARES-SIERRA, A., 1991. Remote and local forcing of Rossby wave variability in the midlatitude Pacific Ocean. *Geofís. Int.*, 30, 121-134.
- 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.
- WHITE, W. B. y J. F. T. SAUR, 1981. A source of annual baroclinic waves in the Eastern Subtropical North Pacific. *J. Phys. Ocean.*, 11, 1452-1462.
- WHITE, W. B. y J. F. T. SAUR, 1983. A source of inter-annual baroclinic waves in the Eastern Subtropical North Pacific. *J. Phys. Ocean.*, 13, 531-544.
- WEARE, W. B. y J. S. NANSSTROM, 1982. Example of extended empirical orthogonal function analysis. *Mon. Weath. Rev.*, 110, 481-485.

Hugo Herrera Cervantes^{1,3} y Alejandro Parés Sierra^{1,2}

¹ Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, km. 107 Carretera Tijuana-Ensenada, Ensenada, Baja California, México.

² Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California, USA.

³ Actualmente en: Instituto de Investigación Oceanográfica del Golfo y Mar Caribe. Secretaría de Marina, Veracruz, Ver., México.