



**CENTRO DE INVESTIGACIONES BIOLÓGICAS DEL
NOROESTE, S. C.**

Programa de Estudios de Posgrado

**“FIRMA DEL ENSO EN EL GOLFO DE CALIFORNIA:
TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR Y BIOMASA
FITOPLANCTÓNICA.”**

TESIS

Que para obtener el grado de

Doctor en Ciencias

Uso, Manejo y preservación de los Recursos Naturales
(Orientación Ecología)

P r e s e n t a

M. C. Hugo Herrera Cervantes

La Paz, B. C. S., Febrero, 2008

Dedicatoria

*A mi esposa Elizabeth (Liz),
Gracias por tu apoyo y comprensión*

*A mis hijos Laura Patricia, Mario Alberto y
en especial al pequeño Jerónimo
Por ser la razón y el motivo para superar las adversidades*

*A mis padres Don Mario(QEPD) y Doña Luz
A mis hermanos Mario, Rosario, Dora(QEPD) y Tere
A todos mis tíos, primos y sobrinos*

Como un pequeño homenaje por el apoyo brindado

*Lo que sabemos es una gota de
agua; lo que ignoramos es el océano*

Isaac Newton

Agradecimientos

Al Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste (CIBNOR) por la atención recibida y por el apoyo brindado durante mi estancia en este centro.

A los miembros de mi comité tutorial:

Dr. Salvador E. Lluch Cota

Dr. Guillermo Gutiérrez de Velasco S

Dr. Draniel Lluch Belda

Dr. Alejandro Parés Sierra

Dr. Luís M. Farfán Molina

Por su atinada asesoría pero sobre todo por brindarme su amistad y confianza para finalizar este proyecto.

Al Dr. Armando Trasviña Castro por brindarme la oportunidad de laborar para el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) sub-sede La Paz, B.C.S. Gracias por sus atinados comentarios y sugerencias en la escritura de mi primer artículo.

Al Dr. Francisco Javier Mendieta ex-director de CICESE, por otorgarme el permiso de estudios.

Al Dr. Federico Graef Ziehl, Director actual de CICESE por dar continuidad a mi permiso de estudios.

Al Dr. Miguel Lavín Peregrina y al Dr. Emilio Beier, por compartir sus datos y los programas de cómputo para el procesado de la información.

Al Dr. Daniel Bernardo Lluch Cota por sus valiosos comentarios y oportunas observaciones en la escritura y publicación de mi primer artículo.

A todo el personal de CICESE sub-sede La Paz, BCS, Armando, Memo, Manuel, Lalo Palacios, Lalo González, Miguel, Nando, Juan, Sergio, Alfredo, Laura, Emilio, Roberto, Danna, Ramón, por el apoyo y la amistad brindada desde mi ingreso a CICESE-BCS.

Al personal del laboratorio de modelación y pronóstico pesquero del CIBNOR, el M. C. Jesús Bautista, Lic. Carlos Pacheco Ayub, Dra. Verónica Morales Zárate (Vero), Ing. Álvaro González Michel por su amistad y apoyo durante mi estancia en el laboratorio.

Al personal de Posgrado del CIBNOR, Dra. Thelma Castellanos Cervantes, Lic. Osvelia Ibarra Morales, Lic. Leticia González Rubio, C. Guadalupe Sánchez Vázquez, C. Beatriz Gálvez González, Claudia Olachea León y Lic. Horacio Sandoval Gómez, por todas las facilidades brindadas.

A la Lic. Ma. Esther Ojeda Castro del Centro de Información de CIBNOR. Por su apoyo en el trámite de publicaciones; parte fundamental en la escritura de mi tesis.

Al CONACYT por la beca otorgada para la realización de mis estudios de doctorado.

Al National Oceanographic Data Center (NODC) por compartir de forma accesible con la comunidad científica mundial los datos oceanográficos globales derivados de las imágenes de satélite.

Para la realización de este trabajo se contó con el apoyo económico derivado del proyecto SEMARNAT-CONACYT 2002- CO1-O278: Variabilidad y vulnerabilidad de ecosistemas marinos del Noroeste Mexicano. Fase I: Golfo de California a cargo del Dr. Salvador E. Lluch Cota.

La mayor parte de mi desarrollo profesional ha ocurrido en el Centro de Investigaciones Científicas y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), durante mis estudios de maestría, tuve la suerte de conocer a dos investigadores que me brindaron su amistad y ayuda en los momentos más críticos de mis estudios. Agradezco el valioso apoyo pasado y presente que en todo momento me brindaron los Drs. Guillermo Gutiérrez de Velasco y Alejandro Parés Sierra con quienes nuevamente tuve la oportunidad de trabajar, ahora en el doctorado. Junto con el Dr. Salvador E. Lluch Cota, logramos formar un buen grupo de trabajo.

Finalmente quiero agradecer a mi madre y hermanos por el apoyo brindado tanto en las etapas más críticas de mi vida como en los momentos felices compartidos. A mi esposa Liz por el apoyo para culminar esta etapa de mi desarrollo profesional, pero sobre todo por compartir su vida y por los momentos felices que hemos pasado juntos; y muy especialmente a mis hijos por darme la fuerza suficiente y la alegría para seguir adelante. Por ustedes no importan los desvelos y para ustedes todo mi amor.

Resumen

En este estudio se analiza la variabilidad interanual de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) y la concentración de clorofila (Chl-a) en el Golfo de California durante los períodos 1984-2004 y 1997-2006 en base a datos generados por sensores remotos, asimismo se analiza su relación con el El Niño-Oscilación del Sur (ENSO; por sus siglas en inglés). Los patrones principales de variabilidad interanual fueron obtenidos en base al análisis de Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs) y se compararon con el índice de Oscilación del Sur (SOI), el índice Multivariado de El Niño (MEI) y el índice de oscilación Decadal (PDO). La variabilidad interanual de la TSM representada por la FEO₁ contabilizó el 80% de la varianza y su serie de amplitudes temporales fue significativamente correlacionada con el SOI ($R = -0.58$, $P < 0.01$). Se observó que la relación estadística mejora durante el invierno, lo que sugiere que la variabilidad interanual de la TSM puede deberse al forzamiento de los eventos de El Niño vía teleconexión atmosférica, interrumpiendo las surgencias de invierno a lo largo de la costa este del golfo. Se observó que eventos tipo-El Niño 1997-1998 se propagan a lo largo de las costas de Norteamérica sufriendo un ligero decaimiento cuando se propaga al interior del golfo para después continuar su propagación hacia el polo. La variabilidad de la amplitud del ciclo anual de la TSM analizada a lo largo de un transecto central del golfo, mostró gran afinidad con los eventos fríos del ENSO (La Niña) con amplitudes anuales del orden de $\sim 4^{\circ}\text{C}$ desde la boca del golfo a la región de las grandes islas, en esta última, la amplitud se comporta de manera diferente al resto del golfo, mientras que en la zona norte la variabilidad se atenúa considerablemente. La FEO₁ (74 % de la varianza) presenta un patrón homogéneo a lo largo del golfo asociado con la irradiancia solar utilizada para el cálculo de las anomalías mientras que la FEO₂ presenta un patrón en fase pero correlacionado negativamente entre la zona sur y la zona norte. Sus series de amplitudes anuales fueron correlacionadas significativamente con el MEI ($r = -0.72$, $P < 0.01$) y pobremente por el PDO ($r = -0.35$, $P < 0.01$). La variabilidad interanual de la Chl-a se analizó en base a un análisis de FEOs y de regresiones lineales generadas con el ENSO (índice MEI). Los resultados indican un fuerte impacto de los eventos ENSO sobre la concentración de pigmentos en el golfo pero no igual en todas las regiones. La costa este (donde las surgencias de invierno pueden ser inhibidas) y la zona norte fueron las regiones donde la Chl-a fue más variable y afectada mientras que alrededor de las islas (con permanente mezcla por mareas) y la costa oeste (sin surgencias estacionales) mostraron menor variabilidad y débiles coeficientes de correlación con el ENSO. La Chl-a, presentó un patrón de variabilidad interanual similar al de la TSM, la FEO₁ (44% de la varianza) y su serie de amplitudes temporales fue significativamente correlacionada con el MEI ($R = 0.70$, $P < 0.01$). Estos resultados son relevantes cuando se interpretan consecuencias ecológicas asociadas con los ENSO, particularmente a partir de datos observados

Palabras clave: variabilidad interanual, ENSO, EOF

Abstract

In this study it analyzed the interannual variability of the sea surface temperature (sst) and the chlorophyll a concentration (Chl-a) in the Gulf of California using remote sensing data and their relationship with the El Niño-South Oscillation (ENSO). The interannual variability patterns. We used empirical orthogonal function analysis to extract the principal mode of the non-seasonal sst and Chl-a variability and compared it to the spatial signature of the Southern Oscillation Index (SOI), Multivariate El Niño Index (MEI) and the Pacific Decadal Oscillation (PDO). The interannual variability patterns of the sst represented by the first mode, accounted for 80% of non-seasonal variability and its amplitude time series was significantly correlated to the Southern Oscillation Index ($r = -0.58$, $P < 0.01$). The amplitude of this mode and its statistical relation to the El Niño is stronger during winter, which suggests that forcing of sea surface temperature variability occurs through the disruption of the wind-driven upwelling corridor along the eastern coast due to El Niño-related atmospheric teleconnections. It was observed that the signal of the strong 1997-1998 El Niño event poleward propagation reach the mouth of the gulf and continue its poleward propagation to the interior of the gulf and along the west coast of the peninsula slightly delayed. The sst annual cycle amplitude was analysed along the gulf, showed a high relationship with cold ENSO events (La Niña) with annual amplitudes about $\sim 4^{\circ}\text{C}$ since the mouth to the big island region, in this area, the variability was showed different respect to the rest to the gulf. The variability was low in the northern area. The EOF₁ accounted for 74% of non-seasonal variability and showed an homogeneous pattern along the gulf related to the solar irradiance used to obtain the interannual anomaly pattern. The EOF₂ showed a pattern in phase but as a negative correlation between the south-north zone. Its amplitude time series was significantly correlated to the MEI ($R = -0.75$, $P < 0.01$) and little with the PDO ($R = -0.31$). ENSO impacts on the Gulf of California ecology remains a matter of controversy, because of contrasting field observations. We processed ocean color composites (SeaWiFS; 1997 to 2006) by extracting the seasonal signal, applying EOF analysis to the anomalies matrices, and performing regressions between the time series for pixel and an ENSO proxy. Our results indicate ENSO strongly impacts the pigment concentrations in the gulf, but not equally at all regions. The eastern coast (where winter upwelling can be inhibited) and the northern part are the most variable and affected, while around the islands (permanent tidal mixing) and the western coast (no seasonal upwelling) show less variability and weaker correlation with the ENSO. Chl-a, showed an SST similar interannual variability pattern, EOF₁ (44% of non-seasonal variability) and its amplitude time series temporales was significantly correlated to MEI ($R = 0.70$, $P < 0.01$). These results are relevant when interpreting the ecological consequences of ENSO in the region, particularly from observational data.

Palabras clave: interannual variability, ENSO, EOF

Lista de publicaciones

Artículo científico aceptado: The ENSO signature in sea surface temperature in the Gulf of California. 2007. Journal of Marine Research. Yale University. U.S.A.

Artículo científico enviado: Nota: variabilidad reciente de la biomasa fitoplanctónica (color del mar) en el Golfo de California y su relación con El Niño Oscilación del Sur. 2008. Revista de Biología Marina y Oceanografía.

Lista de figuras

Figura 1. Ubicación del Golfo de California y sus características batimétricas.

Figura 2. Patrones esquemáticos de la circulación superficial del mar en el Golfo de California durante invierno y verano (tomado de Lluch-Cota, 2000).

Figura 3. Ejemplo de promedios mensuales de TSM: a; Junio de 1984 (proporcionados por el Dr. Miguel Lavín) y b; Junio del 2001 (generado por imágenes diarias obtenidas por la estación satelital de CICESE en La Paz, BCS).

Figura 4. Porcentaje de la varianza interanual de la TSM asociada a los primeros cinco eigenvalores graficada en función del número de modo. Se incluyen las barras que representan el error de muestreo asociado a cada eigenvalor, tomando $N = 21$, los grados de libertad igual a los años de TSM analizados.

Figura 5. Índices de variabilidad del océano Pacífico para el período 1984-2004: Índice de Oscilación del Sur (-SOI), Índice Multivariado de El Niño (MEI) y el Índice Decadal del Pacífico (PDO). En naranja (azul) se representan las fases cálidas (frías) del ENSO. Las curvas continuas indican el promedio corrido centrado en el mes tres.

Figura 6. Promedio temporal (1984-2004) de TSM y serie de tiempo de promedios espaciales suavizada con un promedio corrido cada 5 meses.

Figura 7. Estructura espacial del FEO_1 (a) y la distribución espacial de los valores de R (b) calculados a partir del MRL tomando al SOI como predictor. Las series de tiempo representan la comparación de las amplitudes temporales del FEO_1 con el índice SOI(-). Las barras naranjas (azules) representan años de ENSO en su fase cálida (fría).

Figura 8. Patrón espacial de la FEO_1 calculado en base a los datos de anomalía interanual de TSM de inviernos (Diciembre, Enero y Febrero) y veranos (Junio, Julio y Agosto), la FEO_1 de invierno (verano) contabiliza el 90% (70 %) de la varianza.

Figura 9. Patrón espacial de valores de R calculados en base a regresiones lineales tomando al SOI como predictor. a) utilizando datos de invierno (Diciembre, Enero y Febrero) y b) datos de verano (Junio, Julio y Agosto).

Figura 10. Diagramas evolutivos de anomalías de TSM en ambas costas del golfo: a) datos observados, b) datos estimados en base a regresiones lineales utilizando el índice SOI (gráfica superior) como predictor y c) el residual resultante. El eje x representa el tiempo (1984-2004) y el eje y representa ambas costas del golfo separadas por la línea continua.

Figura 11. Diagramas Longitud-tiempo. a) anomalías semanales de TSM ($^{\circ}\text{C}$) y b) anomalías de contenido de calor ($0/300\text{ m } 10^{10}\text{ J m}^{-2}$) a lo largo del transecto ecuatorial de 2° N de enero a diciembre de 1997. Los datos son proporcionados por el proyecto TAO/TRITON de la NOAA. Los contornos punteados indican valores negativos.

Figura 12. Diagrama evolutivo costero (a) utilizando datos de anomalía semanal del año 1997 para la zona costera de Norteamérica ubicada entre 10°N - 40°N (a). Evolutivo costero (b) para la misma zona costera (10°N - 40°N), incluyendo ambas costas del GC. Áreas en blanco representan presencia de nubes en los datos utilizados.

Figura 13. Diagrama evolutivo de anomalías de TSM costeras en ambas costas del golfo (Diagrama Hovmoller) para el período Enero-Diciembre de 1997 utilizando salidas del modelo ROM (panel a) y promedios semanales de TSM de la serie de datos Pathfinder (panel b). Las pendientes de los contornos, se utilizan para estimar la propagación de la señal cálida. La línea en azul indica el extremo más al norte del golfo.

Figura 14. Series de tiempo de TSM mensual junto con su tendencia (curva gruesa) o promedio móvil de 12 meses en tres diferente puntos a lo largo del transecto central del golfo; boca del golfo (23°N - 107°W), grandes islas (29°N - 113°W) y la zona norte (31°N - 115°W).

Figura 15. Diagrama evolutivo del promedio anual de TSM (panel izquierdo) y su correspondiente serie de promedio latitudinal (grafica de la derecha) obtenidos para el período 1984-2006 a lo largo del transecto central del golfo. Las barras de colores en la parte superior del diagrama evolutivo indican los eventos calidos (naranja) y fríos (azul) del ENSO

Figura 16. a) Valores promedio de las amplitudes observadas (AO; curva en rojo) y amplitudes calculadas por irradiancia (AI; curva en azul). b) diagrama evolutivo de anomalías interanuales de la amplitud del ciclo anual. c) curvas correspondientes a las FEO1 y FEO2. Las barras de colores en la parte superior indican los eventos calidos (naranja) y fríos (azul) del ENSO para el período 1984-2005.

Figura 17. Series de tiempo de las amplitudes temporales de la FEO₁ y FEO₂, comparadas con los valores anuales del índice MEI y PDO. Los valores fueron suavizados con un promedio corrido centrado en tres años.

Figura 18. FEO₁ representando el patrón espacial de variabilidad interanual (83% de la varianza) de las amplitudes del ciclo anual de la TSM (panel a). La serie de amplitudes anuales de la FEO₁ (panel b, curva en verde) se compara con la serie anual del MEI (curva en rojo) y del PDO (curva en azul). Todas las series fueron suavizadas con un promedio corrido centrado en 3 años.

Figura 19. Series de tiempo de datos mensuales de TSM suavizados con un doble promedio corrido de 12 meses (curvas) y la tendencia calculada para el período 1986-2004 (recta).

Figura 20. Promedio temporal de Chl-a (a) durante el período septiembre-1997 a Diciembre 2006 . La serie de tiempo (b) representa el promedio espacial mensual.

Figura 21. Vectores de viento superficial mensual (a) construidos en base a las componentes u, v del viento medidas por el satélite QuikSCAT en la parte central del Golfo (27.9°N y -112.5°W) para el período 1999-2006. Los vientos mostrados se utilizaron para calcular los valores mensuales del índice surgencias costeras (CUI) del golfo (b).

Figura 22. Ajuste exponencial entre el índice de surgencias costeras (CUI) y la concentración de pigmentos (Chl-a) en el Golfo de California. Período 1999-2006.

Figura 23. Ciclo anual promedio de la Chl-a (a) y del CUI (b), calculados para un mismo período de tiempo (1999-2006).

Figura 24. Series de tiempo de anomalías climatológicas del CUI (curva punteada) y valores de los datos estandarizados del MEI (curva gruesa). Ambas series fueron suavizadas con un promedio corrido centrado en 3 meses.

Figura 25. Relación exponencial entre el índice de surgencias costeras (CUI) y la concentración de pigmentos (Chl-a) durante el período ENSO (asteriscos- curva superior) y NO-ENSO (círculos-curva inferior). Período 1999-2006.

Figura 26. Patrón espacial de la FEO_1 (a) contabilizando el 44% de la varianza contenida en los datos de anomalía de la Chl-a y el patrón de coeficientes de correlación (b) obtenido mediante regresiones lineales entre las anomalías interanuales de Chl-a y el índice MEI. Los diagramas de barras representan la función de amplitudes de la FEO_1 y el MEI durante el período 1997-2006. Las barras en amarillo (azul) representan eventos El Niño (La Niña).

Figura 27. Índice MEI (a) representado por un diagrama de barras amarillas (azules) representando las fases cálidas (frías) de los eventos ENSO. El diagrama evolutivo (b) representa los datos de anomalía interanual a lo largo de ambas costas del golfo (eje y) mientras que el eje x representa el tiempo (1997-2006), la línea continua horizontal indica la posición más al norte del golfo.

Figura 28. Series de tiempo del CUI y la TSM (curvas) a partir de promedios corridos de 5 pasos de tiempo (inviernos o veranos). y la tendencia de largo período (rectas). Valores del CUI (panel izquierdo) en $m^3 s^{-1}$ y valores de TSM (panel derecho) en °C.

Lista de tablas

Tabla 1. Referencias físico-biológicas relacionadas con eventos ENSO en sub-zonas del Golfo de California.

Tabla 2. Valores de las constantes utilizadas en el cálculo de la TSM en base al algoritmo MCSST para los satélites NOAA12 y NOAA14.

Tabla 3. Magnitud de los primeros cinco Eigenvalores del análisis de FEO's para los datos de TSM interanual junto con su correspondiente error estandar. Se incluye el porcentaje de varianza explicada por cada modo.

Tabla 4. Valores de velocidad de fase (C_I) y Radio de deformación de Rossby (R_o) calculados en base a datos observados a lo largo de la costa del Pacifico (10°N - 40°N) reportados por diferentes autores.

Lista de abreviaturas

AVHRR: Advanced very high resolution radiometer

Chl-a: Clorofila a

CUI: Coastal upwelling index

CZCS: Coastal zone color scanner

ENSO: El Niño South Oscillation

FEO: Función empírica ortogonal

GC: Golfo de California

MEI: Multivariate El Niño index

MRL: Modelo de regresión lineal

NARR: North America Regional Reanalysis

NCEP: National Center for Environmental Prediction

PDO: index: Pacific Decadal Oscillation index

PPN: Productividad primaria neta

QuikSCAT: SeaWinds scatterometer

R's: Coeficientes de correlación

ROM: Regional Oceanographic Model

SeaWifs: Sea-viewing Wide Field-of-View

SOI: South Oscillation index

TAO: Tropical Atmosphere Ocean

TSM: Temperatura superficial del mar

Contenido

1. Introducción y antecedentes	1
1.1 Variabilidad estacional del GC	2
1.2 El Niño y la variabilidad interanual del GC.	5
2. Hipótesis	12
3. Objetivos	13
3.1 Objetivo general	13
3.2 Objetivos particulares	13
4. Justificación	14
5. Área de estudio	15
6. Datos	19
6.1 Datos de TSM	19
6.1.1 El Niño 1997, caso particular	21
6.1.2 Amplitud del ciclo anual de la TSM	22
6.2 Datos de Clorofila-a (Chl-a)	22
6.2.1 Índice de Surgencias Costeras (CUI)	23
7. Metodología	24
7.1 Anomalías interanuales	24
7.2 Funciones Empíricas Ortogonales	26
7.3 Regresión lineal simple	29
8. Resultados	31
8.1 Variabilidad interanual de la TSM y la señal del ENSO	32
8.1.2 Variabilidad interanual costera	36
8.1.3 El Niño 1997, caso particular	37
8.2 Variabilidad de la amplitud del ciclo anual de la TSM	42
8.2.1 Tendencias de largo período en la TSM	48
8.3 Variabilidad de la Chl-a	48
8.3.1 Índice de surgencias costero (CUI)	50
8.3.2 Variabilidad interanual de la Chl-a	54
8.3.3 Tendencias de largo período (CUI vs TSM)	57
9. Discusiones	58
9.1 Variabilidad de la TSM y la señal del ENSO	58
9.2 Variabilidad de la amplitud del ciclo anual de la TSM	66
9.3 Variabilidad de la Chl-a	68

10. Conclusiones	72
10.1 Variabilidad de la TSM y la señal del ENSO	72
10.2 Amplitud del ciclo anual de la TSM	73
10.3 Variabilidad de la Chl-a y la señal del ENSO	74
10. Recomendaciones	76
12. Bibliografía	78
13. Anexos	
Anexo 1 Funciones Empíricas Ortogonales	
Anexo 2 Algoritmo MCSST	
Anexo 3 Cálculo del índice de surgencias costeras	
Anexo 4 Valores observados durante 1997, utilizados en el cálculo de la velocidad de fase (C_I) y el Radio de deformación de Rosby (R_o)	
Anexo 5 Abreviaturas utilizadas	
Anexo 6 Artículo científico aceptado: The ENSO signature in sea surface temperature in the Gulf of California	
Anexo 7 Artículo científico sometido: Nota: variabilidad reciente de la biomasa fitoplanctónica (color del mar) en el Golfo de California y su relación con El Niño Oscilación del Sur	

1. Introducción y antecedentes

Cuando se estudian los procesos que ocurren en la superficie del océano tales como la mezcla por mareas, surgencias, giros, meandros, frentes térmicos, etc., resulta de gran utilidad contar con la excelente cobertura espacial y temporal de los sensores remotos (Kelly *et al.*, 1985; Largerloef y Bernstein, 1988; Espinosa *et al.*, 2004; Leterme y Pingree, 2005). Afortunadamente, uno de los resultados del rápido crecimiento tecnológico de los últimos 30 años ha sido la habilidad de observar y analizar propiedades geofísicas y biológicas del océano mundial mediante sensores instalados a bordo de satélites artificiales en conjunto con herramientas y paquetes computacionales que permiten el procesamiento de grandes cantidades de información.

La oceanografía por satélite se inició a finales de la década de los años 70, siendo el océano Pacífico de las primeras grandes áreas en ser estudiadas con esta herramienta. Los resultados de Bernstein, (1982), Bernstein y Chelton (1985), Pullen y Bernstein (1987), Legeckis y Pichel (1983) y McClain *et al.* (1985), fueron los pioneros en el uso y validación de los datos de Temperatura Superficial del Mar (TSM) obtenidos por Radiómetros Avanzados de muy Alta Resolución (AVHRR, por sus siglas en inglés) comparándolos con datos *in situ* medidos por barcos y boyas, contribuyendo desde esos años a un mejor entendimiento de la variabilidad del clima oceánico a escala regional y global.

El Golfo de California (GC) es considerado una región particularmente apropiada para utilizar sensoría remota en el estudio de los procesos oceanográficos, incluyendo la dinámica superficial y el intercambio de propiedades con el océano Pacífico y la atmósfera (Badan-Dangon *et al.*, 1985, Marinone, 1998) así como la respuesta regional al forzamiento de gran escala (Paden *et al.*, 1990) y su influencia en las propiedades ecológicas (Lluch-Cota *et al.*, 2007).

En el GC, la mezcla por mareas y los procesos de surgencias generan una alta productividad primaria (Alvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991), que aportan grandes volúmenes de recursos de importancia pesquera como los pelágicos menores, el camarón, calamar y atunes. El manejo de estas pesquerías podría beneficiarse de manera importante de la comprensión y caracterización de los modos y escalas principales de variabilidad ambiental natural (Lluch-Cota, 2001).

1.1 Variabilidad estacional del GC

La mayoría de los estudios ambientales (físicos o biológicos) llevados a cabo en el GC lo ubican como una región con características sub-tropicales; incluso las masas de agua superficial y sub-superficial que se encuentra dentro del golfo tienen características similares a las de las aguas de la región tropical oriental del océano Pacífico (Lavín *et al.* 1997) . Sus patrones superficiales de variabilidad dinámica y termodinámica generados por los agentes forzantes más importantes del golfo (el océano Pacífico, el sistema de vientos y los flujos de calor a través de la superficie) presentan un marcado ciclo

estacional, con amplitudes que tienden a incrementarse desde la boca hacia la parte norte (Ripa, 1997).

Aproximadamente el 80 % de la energía que entra al golfo por efecto de la marea se disipa por fricción con el fondo y en la generación de ondas internas (Filloux, 1973, Fu and Holt, 1984), el calor que entra al golfo a través de su boca y la elevación del nivel del mar en la región central del GC, presenta una amplitud máxima durante el verano y mínima durante invierno, asociados principalmente al calentamiento estacional de la columna de agua más la contribución de la velocidad geostrófica superficial (Ripa, 1990, 1997).

Los cambios en el nivel medio del mar a lo largo de las costas del golfo pueden atribuirse a la acción que ejerce el océano Pacífico en forma de una onda interna tipo-Kelvin de período anual (Ripa, 1993, 1997 y Beier, 1997), esta se propaga hacia la cabeza del golfo, atrapada del lado continental, sufriendo modificaciones por efectos topográficos (principalmente en la región de las grandes islas), por fricción con el fondo y por la curvatura de la costa, alcanzando la zona norte y propagándose posteriormente hacia el sur, atrapada en las costas de la península de Baja California, para finalmente salir nuevamente al océano Pacífico. Los cálculos numéricos hechos por Beier (1997) para una onda tipo Kelvin forzada en la boca del golfo propagándose a lo largo de ambas costas, da como resultado una diferencia de fase de 16 días entre dos puntos opuestos (ejem; Topolobampo y La Paz) con máximos de elevación de la superficie libre en todo

el golfo durante el mes de agosto y sufriendo modificaciones locales atribuidas a la topografía y al viento.

En cuanto a la TSM, su variabilidad estacional es dominada ampliamente por el ciclo anual, con amplitudes aumentando al interior del golfo, mientras que sus valores mínimos se presentaron en la región de las grandes islas y la zona norte asociados a la fuerte mezcla vertical (Soto-Mardones *et al.*, 1999). Temporalmente, los valores mínimos de TSM se presentan en invierno (Enero y Febrero) con una diferencia entre la región sur y la zona norte de $\sim 3^\circ \text{C}$, mientras que las temperaturas máximas se presentan al final del verano (agosto, septiembre) sin presentar diferencias en todo el golfo. De acuerdo a la climatología presentada por Soto-Mardones *et al.*, 1999, en base a imágenes de satélite, el golfo se enfría en ~ 4 meses y se calienta en ~ 7 .

La alta productividad primaria que presenta el GC, especialmente durante el invierno y la primavera (Gaxiola-Castro *et al.*, 1999) ha sido observada a partir de trabajo de campo y cruceros oceanográficos; algunas de estas mediciones permanecen si ser publicadas y su variabilidad espacio-temporal es poco conocida. Esta alta productividad está asociada con dos procesos físicos; el forzamiento del viento durante el invierno que sopla paralelo a la costa induciendo surgencias y enriquecimiento de las aguas superficiales a lo largo del margen continental del golfo (Alvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991) y la mezcla por marea de la región de las grandes islas que induce la formación de filamentos de agua superficial relativamente fría y rica en nutrientes que son exportados hacia sus áreas vecinas, manteniendo alta la productividad primaria durante todo el año.

Álvarez-Borrogo y Gaxiola-Castro (1988), reportaron las primeras estimaciones sinópticas de la productividad primaria en el GC en base a imágenes de satélite. Por su parte, Santamaría-Del-Angel *et al.* (1994), Lluch-Cota (2000) y Karhu *et al.* (2004), aplicaron diferentes criterios de regionalización del GC para generar series de tiempo y analizar la variabilidad de la concentración pigmentaria derivada de los diferentes sensores de color del océano (Coastal Zone Color Scanner, Ocean, Color Temperatura Scanner, Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor). En todos los casos, la escala anual de variabilidad es la dominante, excepto para la zona ubicada al sur de la región de las grandes islas, donde la escala semi-anual es la dominante.

1.2 El Niño y la variabilidad interanual del GC

El término oceanográfico de El Niño ha estado ligado desde sus inicios a las actividades pesqueras; se aplicaba desde el comienzo del siglo pasado a los cambios observados por los pescadores peruanos en las condiciones oceánicas (de frías a cálidas) durante la época de navidad, ellos la nombraban la corriente de El Niño, en referencia a la celebración anual del nacimiento de el niño Jesús dentro de las tradiciones hispano-americanas. Algunos geógrafos peruanos observaron irregularidades en el inicio e intensidad de estos eventos, acompañados algunas veces de fenómenos climatológicos inusuales (Wang y Fiedler, 2006). Esto llamó la atención de la comunidad científica mundial quienes iniciaron una serie de expediciones y estudios al inicio del siglo pasado en la región costera de El Perú. El evento anual de la “Corriente de El Niño” conocido

por los pescadores peruanos, gradualmente fue sustituido por “El Niño” para referirse a eventos inusuales de variabilidad climática (Murphy, 1926; Lobell, 1942).

En los últimos treinta años se ha documentado que gran parte de esta variabilidad climática está fuertemente asociada con el fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés). El término de Oscilación del Sur se debe a las observaciones realizadas por Sir Gilbert Walker (1868-1958), sobre las variaciones fuera de fase de celdas de alta y baja presión atmosférica a nivel del mar medidas en dos estaciones meteorológicas ubicadas en el Pacífico del sur (Darwin, Australia y Tahití) con períodos de dos a cuatro años. Bjerknes (1969) estableció que la oscilación del Sur (circulación de Walker) y los eventos de El Niño representados por el calentamiento anómalo del Pacífico central y del este a lo largo del ecuador, son parte de un mismo fenómeno climático (Neelin *et al.*, 1998) involucrando interacciones entre la atmósfera y el Pacífico tropical y afectando lugares tan distantes como Norteamérica o Sudáfrica (Ropelewsky y Halpert, 1989).

Básicamente podemos definir las fases de los eventos ENSO (El Niño-La Niña) como las condiciones anómalas no periódicas en la temperatura del océano en el Pacífico tropical del este. El Niño (La Niña) corresponde al estado climático en el que la temperatura de la superficie del mar está 0.5°C o más por encima (abajo) de la media del período 1950-1979, por al menos seis meses consecutivos, en la región del Pacífico ecuatorial conocida como “Niño 3” ubicada entre 4°N - 4°S y 150°W - 90°W (Trenberth, 1997). De acuerdo a esta definición, han ocurrido en los últimos 50 años

aproximadamente 12 eventos ENSO, clasificados de acuerdo a la amplitud en la anomalía de la TSM en débiles, moderados y fuertes (Quinn y Neal, 1992), de los cuales dos están catalogados como los más intensos del siglo XX (1982-1983 y 1997-1998) cuando se registraron anomalías positivas de la TSM en el extremo oriental del océano Pacífico ecuatorial de casi 6° C (durante el invierno de 1997-1998, según la Organización Meteorológica Mundial, junio 1998). El fenómeno de El Niño de 1997-1998, fue un claro ejemplo de cómo las variaciones climáticas pueden afectar a una gran parte de la población mundial y a los ecosistemas marinos y terrestres. La devastación provocada por este fenómeno provocó la muerte directa o indirecta de aproximadamente 2000 personas en todo el mundo (Magaña, 1999) así como daños por aproximadamente 13 mil millones de dólares (Suplee, 1999).

Las evidencias físico-biológicas de la presencia de los eventos ENSO en el GC han sido tema de diversas publicaciones. En la parte física, Baumgartner y Christensen (1985) asociaron la variabilidad interanual que presenta el GC con dos forzamientos no locales; los eventos ENSO y la circulación nor-ecuatorial del Pacífico tropical. Marinone (1988) concluye que más del 50% de la variabilidad no-estacional presente en la temperatura, la salinidad y el nivel del mar del golfo central (cuenca de Guaymas) es consecuencia o expresión de forzamientos externos asociados al océano Pacífico. Fernández-Barajas *et al.* (1994), a partir de un estudio hidrográfico realizado en la parte central del GC durante 1992, identifican masas de agua de origen tropical en la estructura termohalina vertical así como un incremento en la intensidad del flujo geostrófico asociados al evento de El Niño de 1991-1992.

Soto-Mardones *et al.* (1999) y Lavín *et al.* (2003), analizaron promedios mensuales de TSM derivados de imágenes de satélite durante períodos relativamente similares (1984-1996 y 1984-2000) y encontraron que en la región central del golfo predominaron anomalías interanuales positivas (del orden de 3° C) asociadas con el evento fuerte de El Niño 1997-1998 y negativas (del orden de -4° C) asociadas con el evento de La Niña de 1988-1989. A diferencia de las de El Niño, las asociadas a La Niña se observaron simultáneamente en todo el golfo, con excepción de la zona norte.

Lavín *et al.* (2003) explicaron que la concentración de anomalías positivas al sur de las grandes islas se da como resultado de la advección de agua relativamente cálida que ingresa al golfo e interactúa con los frentes térmicos que se desarrollan en esa región algunas de estas anomalías parecen estar conectadas con la variabilidad atmosférica de la región del Pacífico tropical mexicano, mientras que otras se ajustan más a procesos de variabilidad local.

En cuanto a la variabilidad atmosférica del GC asociada con eventos ENSO, Reyes y Lavín (1997) observaron características dispares en la región norte del Golfo durante dos eventos de El Niño; el período otoño-invierno de El Niño 1982-1983 fue relativamente más húmedo mientras que el correspondiente a El Niño de 1986-1987 fue más seco, el primero como respuesta al aire marítimo tropical que acompañó la propagación hacia el polo de señales cálidas (anomalías positivas de TSM) y el segundo,

el caso opuesto, cuando dichas señales costeras son débiles o no alcanzan a propagarse hacia latitudes mayores.

Lluch-Cota (2000), calculó un índice de surgencias costeras en base al esfuerzo del viento medido en la estación meteorológica de Empalme, Sonora durante el período 1970-1996, encontrando una tendencia positiva en los valores de surgencias de los inviernos y una tendencia negativa durante los veranos. Higgins *et al.* (1999), analizando la variabilidad interanual del régimen de lluvias de verano (monzón Norteamericano) en regiones de las costas del Pacífico mexicano incluyendo al Golfo de California y la región de Arizona y Nuevo México, observaron una relación directa entre las características del monzón (húmedo o seco) y ambos ciclos del ENSO en el noroeste de México; monzones húmedos (secos) tienden a ocurrir durante años catalogados como La Niña (El Niño), estas características atribuidas en parte al impacto de las anomalías locales de TSM que acompañan a estos eventos sobre los gradientes térmicos tierra-mar, motor del sistema de lluvias tipo monzón.

Por otro lado, las evidencias documentadas de los efectos de El Niño sobre los productores biológicos (primarios y secundarios) del GC son menos coherentes que en la parte física ya que, aunque varios autores encontraron una reducción en la concentración de fitoplancton en algunas áreas del golfo (Thunell, 1988; Santamaría-del-Ángel *et al.*, 1994 y Kahru *et al.*, 2004), otros no encontraron un efecto significativo sobre el fitoplancton (Valdez-Holguín y Lara-Lara, 1987; Alvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991) ni sobre el zooplancton (Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991; Jiménez-Pérez y Lara-Lara,

1988 y Lavaniegos-Espejo *et al.*, 1990), incluso algunos otros han reportado un incremento en la productividad primaria durante eventos El Niño (Valdez-Holguín, 1986).

Otro grupo biológico que ha mostrado responder al forzamiento del ENSO vía la modificación de su hábitat, es el de las aves marinas. Jaques *et al.* (1996) reportaron que durante el evento de 1991-1992 la temporada de anidación del pelicano café en las colonias ubicadas en la zona norte del golfo fue particularmente exitosa mientras que las colonias ubicadas al sur de las grandes islas permanecieron casi desiertas. Por su parte Sydeman *et al.* (2001) observaron un decaimiento en el éxito reproductivo de las colonias de pelicano café ubicadas en la región de las grandes islas durante El evento de 1997-1998. Las evidencias físico-biológicas enumeradas anteriormente y otras resumidas en la Tabla 1, presentan un panorama de controversia en cuanto a los efectos del ENSO en el GC.

Tabla 1. Referencias físico-biológicas relacionadas con eventos ENSO en sub-zonas del Golfo de California.

ENSO	Reporte	Referencia
1972/73	Cambios en la biomasa zooplanctónica no mostró una relación directa con la presencia de el ENSO en el Golfo Norte	<u>Farfán and Alvarez-Borrego (1992)</u>
1972/73	Disminución en la disponibilidad y en el CPUE de la sardina en el golfo central.	<u>Lluch-Belda <i>et al.</i> (1986), Nevárez <i>et al.</i> (2001)</u>
1982/83	Presencia de masas de agua de origen tropical e incremento de la TSM	<u>Marinone (1989)</u>
1982/83	Evidencias físicas en salinidad y nivel del mar	<u>Robles y Marinone (1987)</u>
1982/83	Disminución en la concentración de pigmentos derivados de satélite en algunas áreas del golfo, incluyendo la zona sur.	<u>Santamaría del Angel <i>et al.</i> (1994)</u>
1982/83	La biomasa fitoplanctónica observada en la zona sur del golfo durante la primavera de 1984 fue similar a la de otros años	<u>Valdez-Holguín and Lara-Lara (1987)</u>
1982/83	La productividad primaria se mantuvo casi constante en la parte central y norte del golfo	<u>Alvarez-Borrego & Lara-Lara (1991)</u>
1982/83	La biomasa zooplanctónica de la región central del golfo permaneció sin cambios	<u>Jiménez-Pérez & Lara-Lara (1988), Lavaniegos-Espejo <i>et al.</i> (1990)</u>
1982/83	Sin eventos de marea roja, las áreas de frecuentes eventos (Mazatlán) durante el ENSO	<u>Cortés-Altamirano and Nuñez (1994)</u>
1982/83	Sardina concentrada en la región de las grandes islas.	<u>Huato-Soberanis & Lluch-Belda (1987)</u>
1992/93	Presencia significativa de agua de origen tropical en el centro y sur del golfo.	<u>Fernández-Barajas <i>et al.</i> (1994)</u>
1992/93	Disminución en la distribución y abundancia de diatomeas en el golfo central.	<u>Thunell (1998a, b)</u>
1992/93	Colapso de la pesquería de la sardina en el golfo central.	<u>Nevárez <i>et al.</i> (2001)</u>
1992/93	Anidación exitosa en colonias de pelícano café en el golfo norte.	<u>Jaques <i>et al.</i> (1996)</u>
1992/93	Anidación deficiente en colonias de pelícano café en el sur del golfo de California.	<u>Jaques <i>et al.</i> (1996)</u>
1997/98	Se presentan los registros más grandes de anomalías positivas de TSM.	<u>Lavín <i>et al.</i> (2003)</u>
1997/98	Disminución de la concentración de pigmentos en el golfo sur en base a imágenes de satélite.	<u>Karhu <i>et al.</i> (2004)</u>
1997/98	Disminución de los eventos de marea roja	<u>Alonso-Rodriguez, <i>et al.</i> (2002)</u>
1997/98	Reproducción pobre de sardina	<u>Sánchez <i>et al.</i> (2000)</u>
1997/98	Colapso en la pesquería de calamar (reubicación de la pesquería)	<u>Lluch-Cota <i>et al.</i> (2007)</u>

En este trabajo utilizó una base de datos actualizada de las imágenes de satélite de temperatura superficial del mar y de color del mar para analizar la variabilidad físico-biológica del GC y su relación con los eventos ENSO observados de los últimos 23 años y para contrastar la información reciente con observaciones hechas en trabajos previos (e.g. Lluch-Cota, 2000; Lavin, *et al.*, 2003; Karhu *et al.*, 2004).

2. Hipótesis

La ubicación geográfica del Golfo de California y sus dimensiones morfológicas, lo hacen vulnerable al paso de las señales ENSO que se propagan hacia el polo vía la atmósfera (teleconexión atmosférica) o vía el océano en forma de ondas atrapadas a la costa. La propagación de las señales asociadas con los eventos ENSO pueden resultar en:

- a). Afectación no homogénea de las condiciones del golfo al paso de estas señales.
- b). Cambios en el ciclo estacional e interanual.
- c). Modificación del patrón estacional del forzamiento local

3. Objetivos

3.2.1 Objetivo general

Analizar la variabilidad del ambiente físico-biológica del Golfo de California y su relación con los forzamientos de origen remotos (eventos ENSO).

2.2 Objetivos particulares

- a). Analizar el patrón de variabilidad interanual de la TSM y su relación con los eventos ENSO.
- b). Describir la variabilidad de la amplitud del ciclo anual de la TSM.
- c). Analizar la variabilidad reciente de la Clorofila-a y su relación con forzamientos locales (viento) y remotos (ENSO).

3. Justificación

Estudios recientes sobre la propagación de señales asociadas con los eventos ENSO a lo largo de las costas de Norte América han dejado fuera del análisis al Golfo de California por diferentes factores; por una cobertura de datos adecuada, por falta de resolución de los modelos numéricos o por considerar que dichas señales no ingresan al golfo. En el presente trabajo se estructuraron bases actualizadas de datos físico-biológicos de satélite con resolución espacial adecuada para definir el patrón de variabilidad o la “firma” de las señales asociadas con los eventos ENSO al propagarse al interior del golfo. Los resultados permitirán entender los impactos de estos eventos sobre la variabilidad de la riqueza biológica que presentan las diferentes áreas del Golfo de California.

5. Área de estudio

El GC, conocido también como Mar de Cortés o Mar Bermejo, es considerado como un mar subtropical semi-cerrado con una comunicación ininterrumpida con el océano Pacífico y la única cuenca evaporativa a lo largo de la costa este del océano Pacífico. Localizado entre la costa nor-occidental de México y la Península de Baja California (32 a 22° N y 105 a 107 ° W) , su línea de costa tiene dimensiones aproximadas de 3200 km y la abertura de su boca oscila entre los 150 km, presentando una compleja batimetría en la región de las grandes islas conformada por un archipiélago conteniendo umbrales, canales, cuencas y las dos islas mas grandes del país; Ángel de la Guarda y Tiburón (Figura 1), la cual divide al golfo en dos; la zona sur, la cual es la más extensa con profundidades que se incrementan hacia la boca, alcanzando en algunos lugares los 3000 m y donde se lleva a cabo el intercambio de propiedades entre el golfo y el océano Pacífico. Otra característica batimétrica con consecuencias dinámicas es que la plataforma continental en la margen continental del golfo es del orden de 30 km, mientras que en la margen peninsular la plataforma es casi inexistente (Lavín, M. F, Beier, E. y Badan, A. 1997). La parte norte se considera como la región somera con profundidades no mayores de 600 m y una profundidad media de ~200 m, con características oceanográficas diferentes al resto del golfo y donde grandes cantidades de sedimentos son mantenidos como material suspendido por fuertes corrientes de marea y considerables variaciones en el nivel del mar (arriba de 6.95 m en San Felipe, BC., Gutiérrez y González, 1999). La evaporación, los flujos de calor a través de la superficie

así como la mezcla vertical son también factores importantes en la dinámica oceanográfica de la parte norte del golfo.

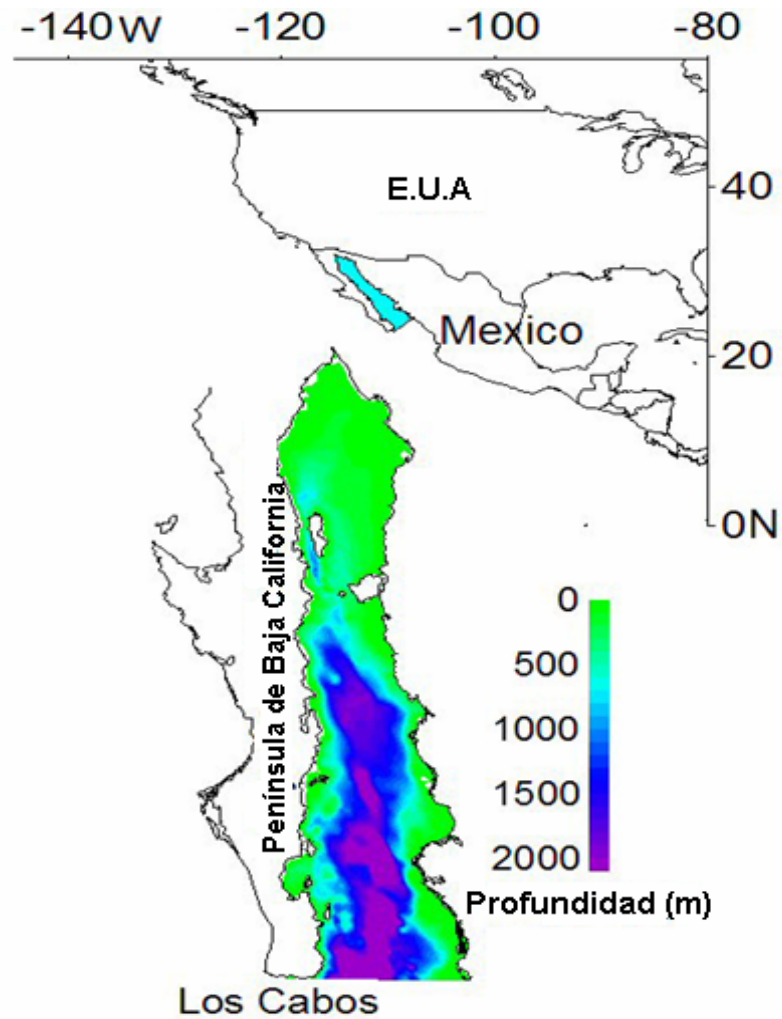


Figura 1. Ubicación del Golfo de California y sus características batimétricas.

La península de Baja California debido a sus sierras y montañas, aíslan al golfo de la influencia directa del océano Pacífico, sólo durante eventos aislados y esporádicos (frentes fríos, ciclones tropicales), el golfo presenta bancos de niebla y presencia de nubes, creando un microclima cuyas condiciones atmosféricas son ideales para su estudio

en base a sensores remotos. El viento en el golfo presenta un patrón tipo-monzón con un marcado ciclo estacional (Merrefield y Wainant, 1989; Marinone *et al.*, 2004); vientos débiles del sureste soplando durante el verano ($\sim 5 \text{ m s}^{-1}$) y fuertes del noroeste soplando durante el resto del año (8 a 12 m s^{-1}), ambos patrones orientados a lo largo del eje longitudinal del golfo. El aire transportado por el viento lleva características muy diferentes en cuanto a humedad y temperatura debido principalmente al origen del mismo: frío y seco en invierno proveniente de las planicies continentales de Norteamérica y húmedo y cálido en verano proveniente de la zona marítima tropical del Pacífico y de los ciclones tropicales que se aproximan al golfo durante el verano.

Las condiciones térmicas superficiales y el patrón de circulación estacional del GC son ampliamente dominadas por el forzamiento atmosférico explicado en el párrafo anterior, por la influencia del océano Pacífico en la boca del golfo y por el intercambio de flujos de calor entre el océano y la atmósfera (Castro *et al.*, 1994; Ripa, 1997; Badan-Dangon *et al.*, 1997; Beier, 1997; Marinone, 2003). Durante el invierno la circulación superficial induce un patrón anticiclónico y un transporte superficial neto en la dirección del viento (Badan-Dangon *et al.*, 1985; Lluch-Cota, 2000). Durante el verano, el viento invierte su dirección e induce una circulación ciclónica, orientando los filamentos y meandros de agua relativamente fría generados en la región de las grandes islas hacia las costas de la península, el esquema de la Figura 2 (tomado de Lluch-Cota, 2000), muestra las características de circulación superficial del golfo inducidas por el viento.

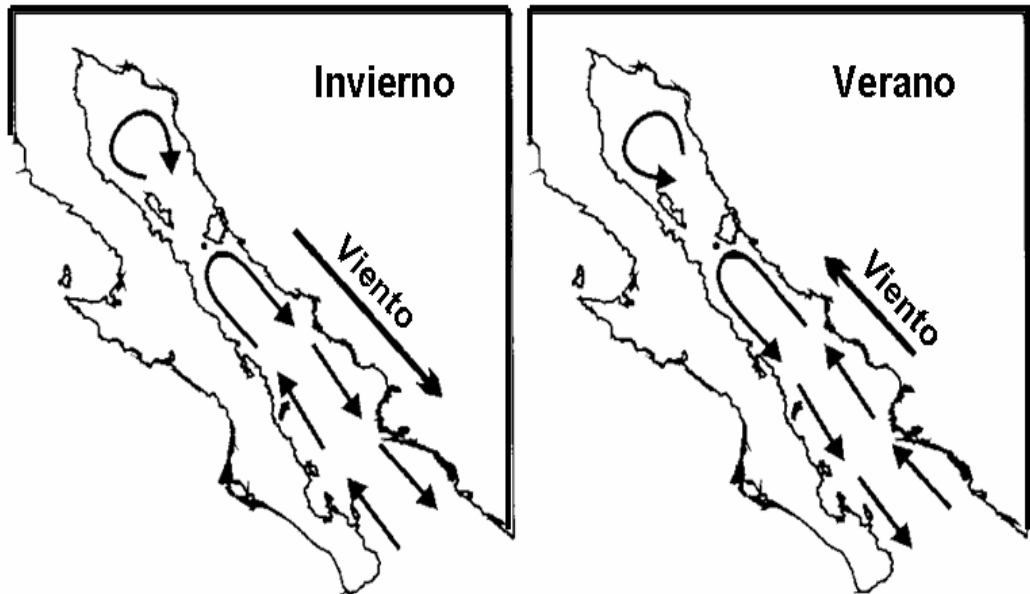


Figura 2. Patrones esquemáticos de la circulación superficial del mar en el Golfo de California durante invierno y verano (tomado de Lluch-Cota, 2000).

Imágenes infrarrojas de satélite de primavera y verano detectan temperaturas superficiales relativamente frías a lo largo de las costas de la península, sin que estas últimas necesariamente correspondan a vientos favorables de surgencias (Paden *et al.*, 1991). Utilizando imágenes de satélite junto con trayectorias de boyas de deriva y cálculos de circulación geostrofica se ha podido documentar el cambio en la dirección de la circulación superficial a lo largo de un ciclo anual tanto para la zona profunda como para la zona somera (Lavín *et al.*, 1997; Figueroa *et al.*, 2002 y Martínez y Allen, 2004). El mecanismo propuesto por Ripa (1997) como el forzamiento asociado al océano Pacífico (onda costera tipo-Kelvin de período anual), llevando agua de la región tropical al interior del golfo, también explica la circulación estacional y el balance de temperatura, y salinidad durante el verano (Palacios-Hernández *et al.*, 2002).

El GC está catalogado como una de las regiones de mayor productividad pesquera en México, esta importante actividad humana junto con su componente cultural y social regional incluye un amplio espectro de problemas asociados con la misma. Las principales pesquerías del GC, cubren una gran gama, desde la industrializada pesquería de pelágicos menores como la sardina del Pacífico y la anchoveta, la primera considerada como la más importante pesquería en volumen a nivel nacional y la preferida por la flota sardinera (Nevárez-Martínez, 1990) contribuyendo con aproximadamente el 40% de la producción nacional en algunos años. La pesca artesanal costera que se desarrolla en ambas márgenes del golfo representa una importante actividad regional con particulares niveles de producción aunado a un fuerte componente socio-económico no analizado a la fecha junto con el establecimiento de los grupos de especies capturadas en las diferentes áreas del golfo (Lluch-Cota *et al.*, 2007).

6. Datos

6.1 Datos de TSM

Una parte de los datos mensuales de TSM utilizados en la primera etapa de este estudio fueron proporcionados por el Dr. Miguel Lavín de CICESE y tienen una resolución espacial de 0.1784 de grado (~18km x 18km) rotados a lo largo del golfo y cubriendo el período enero de 1984 a diciembre del 2000 en promedios semanales por el Centro de Información Oceanográfica del Laboratorio de Propulsión a Chorro de la NASA (Jet Propulsion Laboratory Physical Oceanography Distributed Active Archive Center; PODAAC, webpage <http://podaac.jpl.nasa.gov>), derivados de los satélites de órbita polar NOAA-7 y NOAA-8. Estos utilizan el algoritmo denominado “Multi-channel Sea Surface Temperatura” (MCSST) propuesto por el laboratorio de la NOAA/NESDIS y descrito en detalle por McClain *et al.*, (1985; ver Tabla 2 en Anexo 2).

Los promedios mensuales de TSM fueron actualizados hasta Diciembre del 2004 utilizando aproximadamente 225 imágenes diarias de los satélites NOAA-12, NOAA-14 y NOAA-16 con resolución espacial de 1.1 km, obtenidas por la estación satelital de CICESE en La Paz, BCS., (<http://www.cicese.mx/lapaz/catalogo2>). Se utilizaron imágenes diarias de “pasos” vespertinos, los cuales mostraron una menor afectación por nubes o niebla en comparación con las pasos matutinos (Paden *et al.*, 1991; Gallaudet y Simpson, 1994). Se seleccionaron de 3 a 5 imágenes por mes a intervalos de 5 a 8 días, las cuales se promediaron en espacio hasta alcanzar la resolución espacial de aproximadamente 18 km.

La Figura 3, presenta una comparación entre el promedio mensual de junio de 1984 generado en base a imágenes semanales del PODAAC y el promedio mensual de junio del 2001 generado en base a imágenes diarias obtenidas por la estación satelital de CICESE en La Paz, BCS. Ambas presentan un patrón similar, con temperaturas relativamente menores en la región de las grandes islas y zona norte en comparación con el resto del golfo.

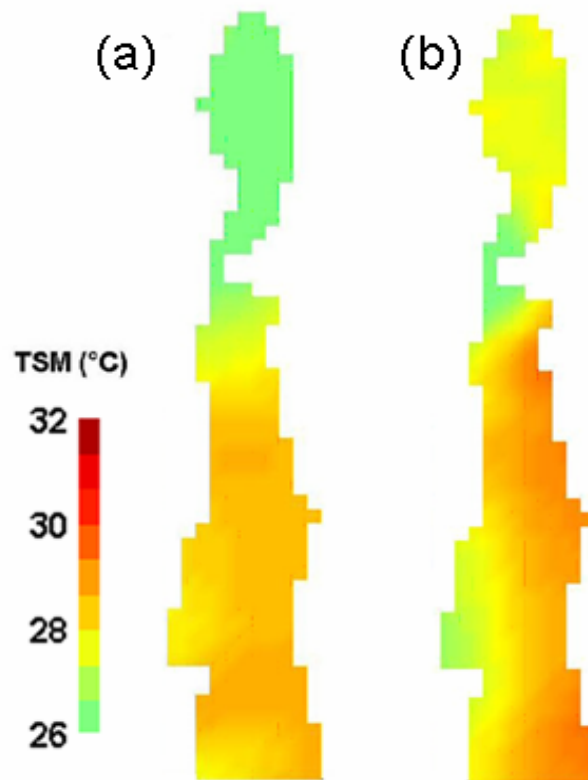


Figura 3. Ejemplo de promedios mensuales de TSM: a; Junio de 1984 (proporcionados por el Dr. Miguel Lavín) y b; Junio del 2001 (generado por imágenes diarias obtenidas por la estación satelital de CICESE en La Paz, BCS).

Para observar la evolución de las señales interanuales de la TSM en ambas costas del golfo se seleccionaron los datos costeros (dos píxeles; cubriendo cerca de 40 km de plataforma continental y aproximadamente 2000 km de línea de costa) desde la parte sur de la costa este del golfo, hacia el norte hasta la parte superior y de ahí hacia el sur por la costa oeste hasta la punta de la península de Baja California, estructurándose en un diagrama latitud contra tiempo (diagrama Hovmöller) y se compararon con las señales ENSO representadas por el SOI para el período 1984-2004.

6.1.1 El Niño 1997-1998, caso particular

La propagación de la señal del evento fuerte de El Niño-1997 antes, durante y después de su ingreso al GC, fue analizada utilizando datos de TSM derivados de las salidas de un modelo numérico ROM (Regional Oceanic Model) adaptado al GC con resolución temporal de dos días, proporcionadas por el Dr. Alejandro Parés Sierra de CICESE y con datos de satélite de promedio semanal y resolución espacial de 18 x 18 km publicados por el Physical Oceanography Distributed Active Archive Center (PO.DAAC) en su dirección electrónica (http://podaac.jpl.nasa.gov/DATA_CATALOG/avhrr.html). Las anomalías de los datos numéricos se calcularon en base a la climatología de imágenes diarias, extrayendo la información a lo largo de ambas costas del golfo. Las anomalías semanales se calcularon utilizando el año climatológico global publicado por PO.DAAC y extrayendo la región costera de Norte América desde 10°N a 40°N y organizando la información en matrices de Latitud contra Tiempo (diagramas Hovmöller).

6.1.2 Amplitud del ciclo anual de la TSM

Los datos mensuales de TSM (enero de 1984 a diciembre del 2004), fueron actualizados hasta diciembre del 2006 para calcular las amplitudes del ciclo anual de la TSM. Inicialmente se utilizaron los datos ubicados a lo largo de un transecto central del golfo, un promedio móvil de 12 pasos y una función coseno y los datos históricos de TSM, reconstruidos por el Climate Prediction Center, (CPC-NCEP, NOAA) para usarlos en un Modelo de Regresión Lineal Simple (MRL) junto con el índice de irradiancia latitudinal (IRL) para estimar teóricamente la amplitud del ciclo anual de la TSM en las latitudes del GC (22°N- 32°N). Restando la amplitud del ciclo anual calculada con los datos observados menos las amplitudes estimadas por irradiancia, obtenemos series de tiempo (22 años) de anomalías interanuales estimadas por irradiancia (AEI) para cada una de las celdas del transecto central. Para el resto del golfo, se calcularon las anomalías interanuales de la amplitud del ciclo anual en base a un ajuste por mínimos cuadrados.

6.2 Datos de Clorofila-a (Chl-a)

Las imágenes de satélite de concentración de clorofila-a (Chl-a) son una herramienta útil para la estimación del fitoplancton y de la productividad primaria disponible en la capa superior del océano (Behrenfeld *et al.* 2006). Para el presente análisis utilizamos promedios mensuales de Chl-a derivados del sensor de satélite Sea-viewing Wide Field-of-View Sensor (SeaWiFS), para el periodo septiembre de 1997 a diciembre del 2006, con resolución espacial de 18km x 18km. Los datos se obtuvieron de

la NASA (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>) en formato global y fueron recortados y ordenados como matrices homogéneas de 57 x 15 celdas.

EL SeaWiFS tiene la capacidad de detectar cambios de largo periodo en la productividad primaria neta del océano que puede ser correlacionada con variables ambientales e índices climáticos. La parte inicial del proceso fue obtener los datos de Chl-a mediante relaciones empíricas propuestas para esta base de datos. Posteriormente, la señal estacional presente en los datos de Chl-a fue extraída mediante un ajuste por mínimos cuadrados para obtener el campo de anomalías interanuales, su evolución a lo largo de ambas costas del golfo y su relación con el ENSO fue analizada al igual que en la TSM, en base a un diagrama Hovmöller estructurado con los datos ubicados a lo largo de ambas costas del golfo (dos celdas costeras; cubriendo cerca de 40 km de plataforma continental y aproximadamente 2000 km de línea de costa).

6.2.1 Índice de Surgencias Costeras (CUI)

Para representar el enriquecimiento biológico del golfo asociado con el forzamiento atmosférico local se calculó el Índice de Surgencias Costeras (CUI, por sus siglas en inglés) en la parte central del GC utilizando datos de viento superficial mensual medidos en un punto ubicado en la parte central del golfo (-112.1°W y 27.9°N). Los datos de viento cubren el período de julio-1999 a diciembre-2006 y fueron extraídos a partir de datos mensuales de cobertura global de viento superficial generados por el

sensor remoto SeaWinds scatterometer instalado a bordo del satélite QuikSCAT (<http://winds.jpl.nasa.gov>) con resolución espacial de 0.25° .

El cálculo del CUI, se llevó a cabo tomando como referencia lo reportado por Bakun, 1973 y Lluch-Cota, 2000, explicado en detalle en el anexo No. 3. Para el cálculo de tendencias de largo plazo del CUI se utilizaron datos de viento (promedios mensuales de invierno y verano) generados por el modelo numérico global MM5 (Dudhia y Bresch, 2000) durante el período 1985-1997 para el mismo punto central del golfo.

7. Metodología

7.1 Anomalías interanuales

Para analizar la variabilidad interanual, debemos extraer la señal estacional de los datos analizados. Se utilizó la técnica estadística del ajuste por mínimos cuadrados de una función que incluya un promedio más la suma de funciones periódicas tipo onda (función coseno), con las frecuencias anual y semi-anual que queremos eliminar, tratando de hacer “mínima” la diferencia entre la serie observada y la serie ajustada.

Los datos de promedio mensual utilizados en este estudio, se ordenaron previamente en una matriz de la forma $T(x, t)$, donde x define la posición en el espacio de cada matriz de datos y t representa el tiempo (meses). La función teórica utilizada para eliminar la señal estacional de los datos mensuales es de la forma:

$$S(\tilde{x}, t) = A_0(\tilde{x}) + A_1(\tilde{x})\cos(w_1t - \varphi_1) + A_2(\tilde{x})\cos(2w_2t - \varphi_2) \quad (1)$$

Donde, A_0 es el promedio temporal, A_1 , w_1 y φ_1 , son la amplitud, frecuencia y fase de la señal anual y A_2 , w_2 y φ_2 , son los equivalentes de la señal semi-anual. En la TSM, sólo se considero eliminar la señal anual, mientras que para la Chl-a, se eliminaron ambas. A cada serie de tiempo mensual, le restamos la función periódica $S(\tilde{x}, t)$, obteniendo el campo de anomalías interanuales (AI) como:

$$AI(x, t) = T(x, t) - S(\tilde{x}, t) \quad (2)$$

7.2 Funciones Empíricas Ortogonales.

Para definir los patrones de variabilidad en el espacio y el tiempo de las bases de datos utilizadas en el estudio, se utilizó la técnica de las Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs) también conocida como el Análisis de la Componente Principal la cual es útil para comprimir una gran cantidad de datos ordenados en series de tiempo y analizar su variabilidad (Largerloef y Bernstein, 1988; Paden *et al.* 1991; Gallaudet, T. C. y J. Simpson 1994 y Lavín *et al.* 2003). En el análisis tradicional de las FEOs, básicamente se utiliza un número pequeño de funciones, las cuales explican la mayor parte de la varianza (~90%) contenida en los datos analizados. A diferencia de otras representaciones ortogonales (análisis de Fourier, etc.), estas funciones no necesitan que la(s) variable(s) analizadas tengan una forma predeterminada, sino más bien, depende de la interrelación estadística de los datos, separando la varianza temporal de los datos en patrones espaciales ortogonales entre sí llamados eigenvectores empíricos (Harms y Winant, 1994).

Esta técnica fue utilizada inicialmente por Lorenz (1959) en el campo de las ciencias atmosféricas y a la fecha es ampliamente utilizada para describir campos geofísicos y aún biológicos. Una descripción breve del método se da en el Anexo 1 y una explicación accesible y más completa, es dada en Peixoto y Oort (1992), un tratado más amplio y complejo puede ser encontrado en Preisendorfer (1988). Dos son las propiedades más importantes de las FEOs, 1) las funciones espaciales resultantes son ortogonales entre sí y b) las series de amplitudes temporales son no correlacionadas entre sí (estadísticamente independientes), por lo tanto las FEOs pueden ser consideradas como modos no correlacionados de variabilidad y a su vez las series de amplitudes temporales pueden ser correlacionadas con otros procesos físicos o con índices climáticos de variabilidad (David, 1978).

Los datos de anomalía interanual $AI(x, t)$, fueron utilizados para aplicar la técnica de las FEOs, seleccionando adecuadamente el número de eigenfunciones estadísticamente significantes. Para lo anterior se pueden utilizar diferentes técnicas o reglas de selección de componentes principales, conocidas como reglas de varianza dominante, prueba del error estándar o los métodos gráficos que localizan el punto de discontinuidad de la curva linealmente representada por el valor de los eigenvalores graficado en contra del número de modos (Preisendorfer *et al.*, 1981).

El (los) modo(s) seleccionado(s) en base a esta técnicas, tienen una gran posibilidad de poder ser asociado(s) con algún fenómeno físico conocido (Davis, 1976). Para el caso de la TSM, el modo dominante o estadísticamente significativo de la variabilidad interanual fue seleccionado de acuerdo a la prueba del error estándar o error de muestreo (Nort *et al.*, 1982) calculado para las primeras cinco eigenfunciones, el cual es proporcional a:

$$\delta\lambda_i \sim \lambda_i (2/NT)^{1/2} \quad (3)$$

donde $\delta\lambda_i$, representa el error de muestreo del i -ésimo modo, λ_i es i -ésimo eigenvalor y NT se refiere al número de mediciones o grados de libertad. David (1976), propone un método estadístico ampliamente utilizado en oceanografía para calcular NT a partir de definir una escala integral de tiempo. El interés de este estudio fue observar la presencia de eventos interanuales con periodo entre 3 y 6 años (eventos ENSO), el valor de NT se tomó como el número de años que cubren nuestros datos. La Tabla 3 y la Figura 4 presentan los valores del error estándar de las eigenfunciones obtenidas con los datos de

anomalía interanual de la TSM, indicando que la FEO_1 representa la mayor parte de la varianza (80 %) y es la única que puede ser clasificada como señal estadísticamente independiente del resto de los modos y que puede estar asociada a un fenómeno físico.

Tabla 3. Magnitud de los primeros cinco Eigenvalores del análisis de FEO's para los datos de TSM interanual junto con su correspondiente error estandar. Se incluye el porcentaje de varianza explicada por cada modo.

No. de Modo	Eigenvalores	Error Standard	% Varianza
1	329.37	101	80
2	46.66	14	11
3	18.76	5	4
4	7.83	2	1
5	6.89	2	1

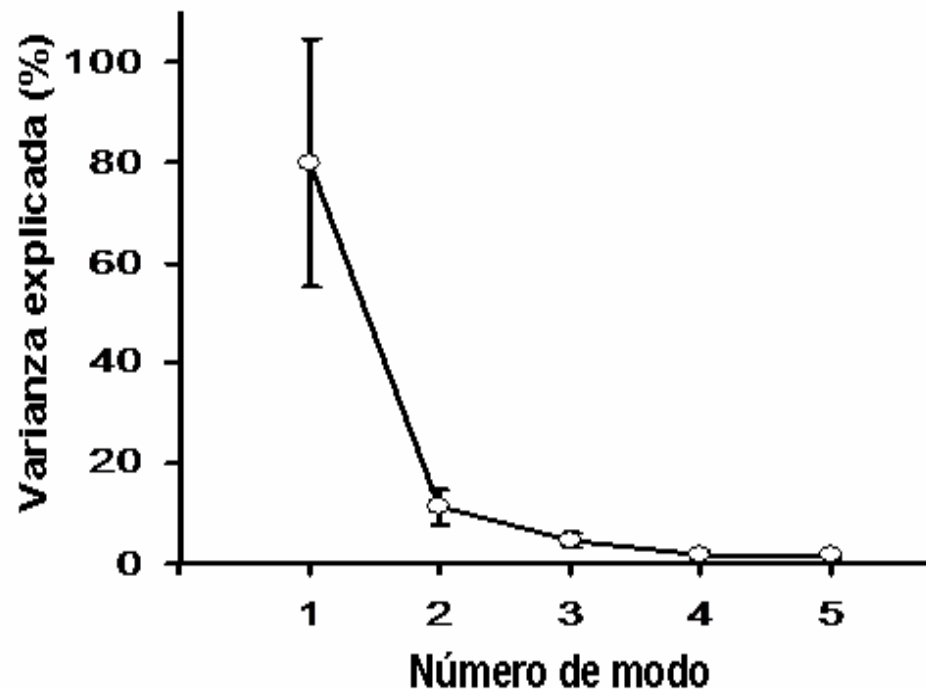


Figura 4. Porcentaje de la varianza interanual de la TSM asociada a los primeros cinco eigenvalores graficada en función del número de modo. Se incluyen las barras que representan el error de muestreo asociado a cada eigenvalor, tomando $N = 21$, los grados de libertad igual a los años de TSM analizados.

7.3 Regresión lineal simple

Para calcular patrones de correlación (R) y pronósticos entre las variables analizadas y los índices climáticos mostrados en la Figura 5 se aplicó un Modelo de Regresión Lineal (MRL) simple a cada una de las series de tiempo que forman las matrices de datos. Previo a lo anterior, se normalizaron tanto las series de anomalía como el índice climático con la desviación estándar. Para una mejor representación gráfica, a las series de tiempo resultantes se les aplicó un promedio corrido de cinco meses centrado en el mes tres. El Índice de Oscilación del Sur, el Índice Multivariado de EL Niño y el Índice de Oscilación Decadal del Pacífico (SOI, MEI y PDO por sus siglas en inglés), fueron utilizados como una medida cuantitativa de la variabilidad del océano Pacífico asociada con los eventos ENSO y son publicados en diferentes sitios de Internet www.cpc.ncep.noaa.gov, www.cdc.noaa.gov y [www://jisao.washington.edu.pdo](http://jisao.washington.edu/pdo).

El SOI se calcula como la diferencia entre valores de presión atmosférica a nivel del mar, medidos en dos estaciones meteorológicas ubicadas en regiones distantes entre si; la isla de Tahiti en el Pacífico del sur, y en Darwin, Australia. Valores positivos del SOI, representan eventos de La Niña y valores negativos a los eventos El Niño. El MEI es calculado como la primer Componente Principal de la base de datos de las seis principales variables oceánicas y atmosféricas observadas en el Pacífico tropical (presión a nivel del mar, componentes u y v del viento superficial, TSM, temperatura superficial del aire y cobertura de nubes). El PDO se calcula como el primer componente principal de los datos de TSM mensual observados en el océano Pacífico al norte de la latitud 20°N.

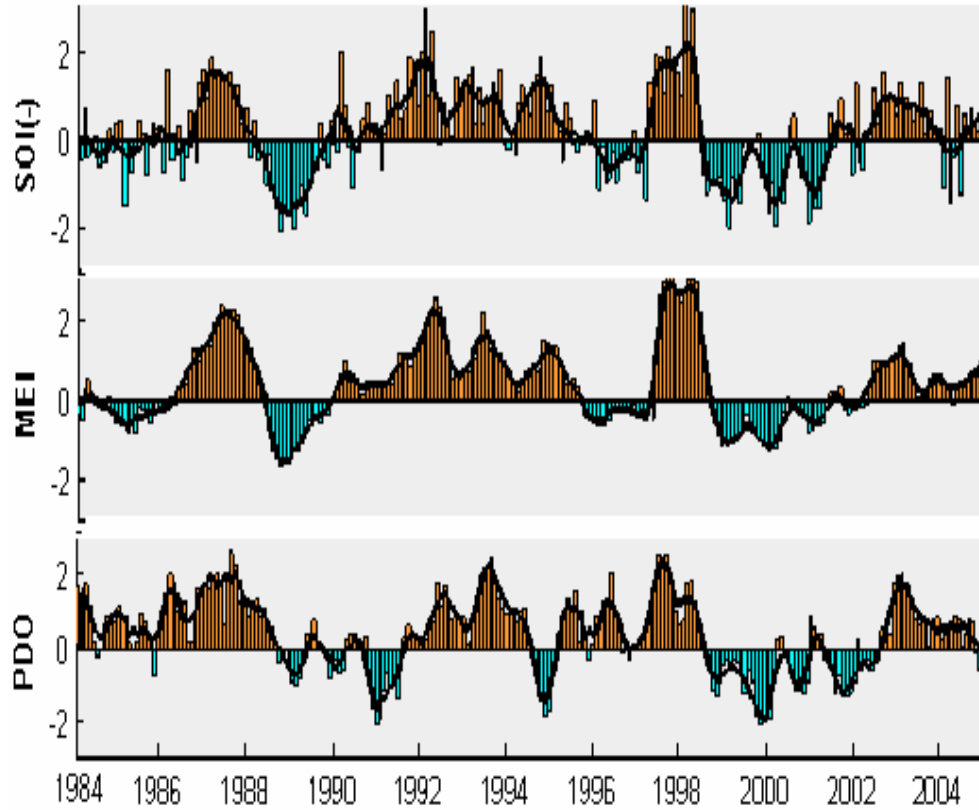


Figura 5. Índices de variabilidad del océano Pacífico para el período 1984-2004: Índice de Oscilación del Sur (-SOI), Índice Multivariado de El Niño (MEI) y el Índice Decadal del Pacífico (PDO). En naranja (azul) se representan las fases cálidas (frías) del ENSO. Las curvas continuas indican el promedio corrido centrado en el mes tres.

8. Resultados

La Figura 6 muestra el promedio temporal de los datos mensuales utilizados para estudiar la variabilidad de la TSM durante el período 1984-2004. El promedio temporal presenta un gradiente latitudinal que se intensifica al sur de la región de las grandes islas. Las temperaturas más bajas se presentan en la región de las grandes islas debidas al intercambio de agua y a la mezcla vertical presentes en dicha región, generando una persistente zona de aguas relativamente frías exportadas hacia las áreas vecinas por medio de advección horizontal en forma de filamentos. La serie de tiempo presenta una fuerte señal anual, con una mayor variabilidad durante la época de invierno ($\sim 3^{\circ}\text{C}$), mientras que los picos máximos del verano presentan una mayor homogeneidad.

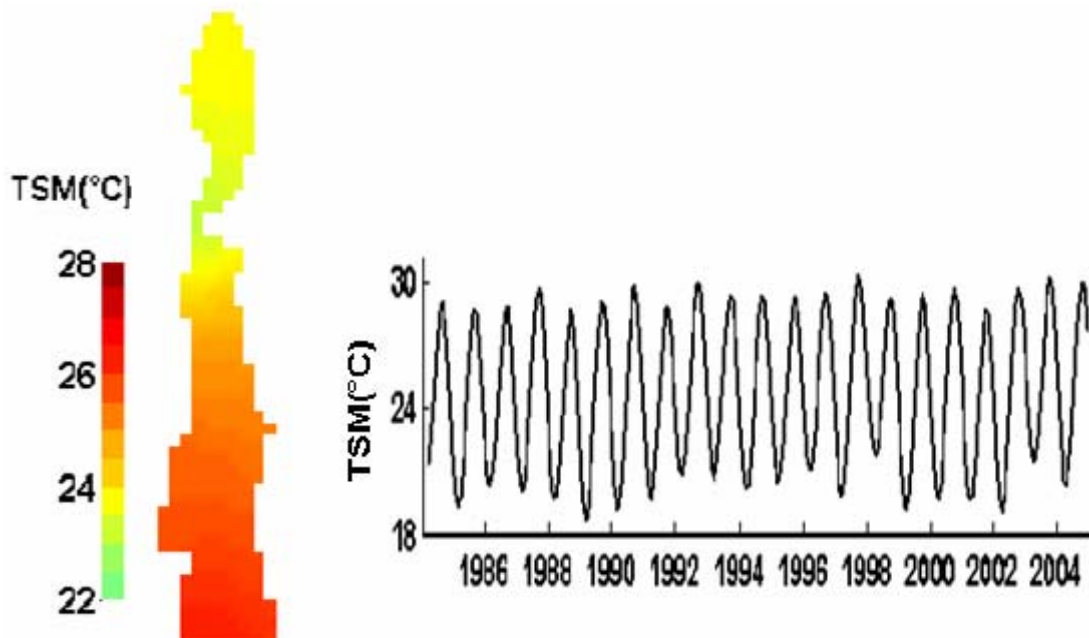


Figura 6. Promedio temporal (1984-2004) de TSM y serie de tiempo de promedios espaciales suavizada con un promedio corrido cada 5 meses.

8.1 Variabilidad interanual de la TSM y la señal del ENSO

La Figura 7 muestra el modo dominante de variabilidad interanual de la TSM representado por el patrón espacial de la FEO_1 , la cual explica el 80 % de la varianza contenida en los datos (panel a). Este patrón representa un comportamiento no homogéneo de la variabilidad, con valores máximos en la margen continental, mientras que en las costas de la península de Baja California y en el golfo norte se presentan valores mínimos. Calculamos el patrón espacial de correlaciones R (panel b) entre las series de tiempo de anomalía interanual en cada una de las celdas de las imágenes de promedio mensual y el índice SOI(-) como predictor, su distribución espacial presenta un patrón muy similar al de la FEO_1 con valores máximos de R a lo largo de la costa continental y mínimos en el resto del golfo lo que sugiere una afectación no homogénea del golfo al paso de los eventos ENSO, mostrando zonas de mayor y menor impacto. Aunque los valores de R , indican una débil relación estadística ($R = 0.28$ a 0.38), su patrón espacial resulta similar al representado por la FEO_1 .

La serie de amplitudes temporales de la FEO_1 muestra una buena correspondencia con la mayoría de los eventos del ENSO representados por el SOI tales como los eventos de La Niña 1988-1989 y El Niño de 1991-1992 y 1997-1998 los cuales son bien representados por dicha serie, no así el evento de El Niño 1986-1987, el cual presentó una ligera señal en la variabilidad en la TSM, diferente a lo observado en el SOI; ambas series presentan una buena asociación ($R = -0.58$, $P < 0.01$) como lo muestra el panel inferior.

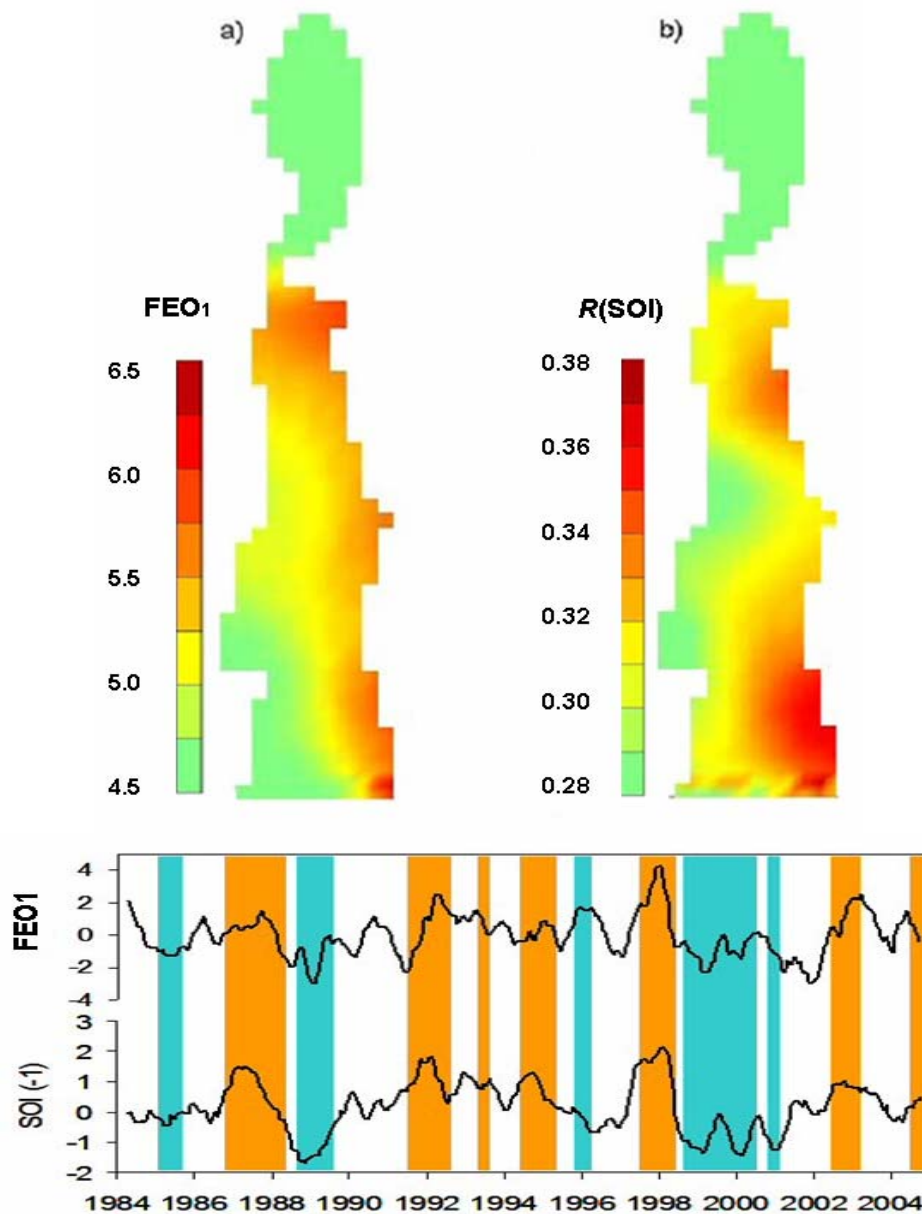


Figura 7. Estructura espacial del FEO₁ (a) y la distribución espacial de los valores de R (b) calculados a partir del MRL tomando al SOI como predictor. Las series de tiempo representan la comparación de las amplitudes temporales del FEO₁ con el índice SOI(-). Las barras naranjas (azules) representan años de ENSO en su fase cálida (fría).

La Figura 8 presenta los resultados de aplicar la técnica de las FEOs a los datos de anomalías de TSM separados en inviernos (diciembre, enero, febrero) y veranos (junio, julio, agosto). Los patrones principales de variabilidad de invierno y verano

(FEO_1) contabilizan el 90% y 77% de la varianza contenida en los datos respectivamente. La FEO_1 de invierno mostró una señal similar al patrón general de variabilidad mostrada en la Figura 6, con valores máximos a lo largo de la costa este y sur de la región de las grandes islas y mínimos en el golfo norte y a lo largo de la margen peninsular. La FEO_1 de verano contabilizó una fracción más pequeña de la varianza (77%) y presentó un patrón diferente de variabilidad espacial, con valores máximos en la región de las grandes islas y en la boca del GC.

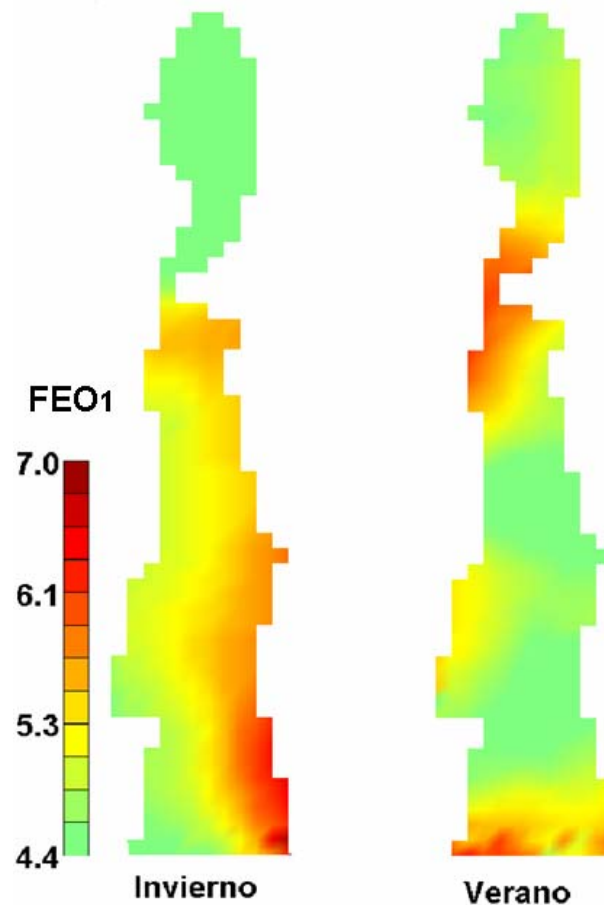


Figura 8. Patrón espacial de la FEO_1 calculado en base a los datos de anomalía interanual de TSM de inviernos (diciembre, enero y febrero) y veranos (junio, julio y agosto), la FEO_1 de invierno (verano) contabiliza el 90% (70 %) de la varianza.

La Figura 9, presenta los patrones de R calculados para el invierno (a) y el verano (b) utilizando los respectivos valores de invierno y verano del SOI. El patrón de correlaciones de invierno presentó valores máximos de correlación ($R = 0.6$) a lo largo de la margen continental y sur de las grandes islas, como en la Figura 6, mientras que para el verano, los valores máximos de correlación fueron de $R = 0.5$ y se presentaron de forma casi homogénea en la zona sur (zona profunda) del golfo.

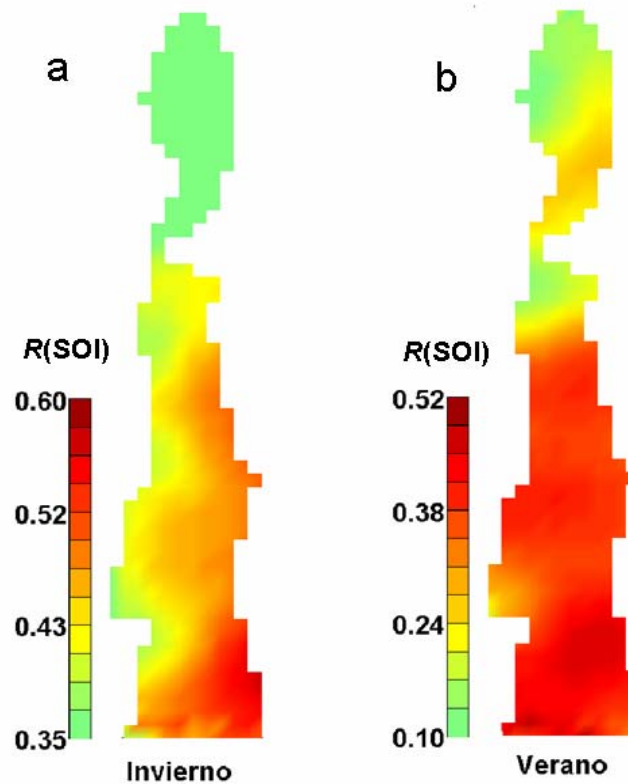


Figura 9. Patrón espacial de valores de R calculados en base a regresiones lineales tomando al SOI como predictor. a) utilizando datos de invierno (diciembre, enero y febrero) y b) datos de verano (junio, julio y agosto).

8.1.2 Variabilidad interanual costera

La Figura 10 muestra los diagramas evolutivos (diagramas Hovmöller) de las anomalías interanuales costeras de TSM observadas, las anomalías pronosticadas por regresión lineal utilizando el SOI como predictor (serie de tiempo en la parte superior) y el residual de ambas cubriendo el período 1984-2004. El diagrama con los datos observados (a), muestra la evolución de las anomalías asociadas con la presencia de los eventos de El Niño y La Niña, estas anomalías se presentaron casi simultáneamente en ambas costas del golfo, no observando un decaimiento esperado en el valor de las anomalías lo largo de las costas de la península de Baja California.

Los valores pronosticados por el SOI (b) coinciden parcialmente con los datos observados; por ejemplo el evento de El Niño 1986-1987 no fue observado con la magnitud que lo pronostica el SOI, mientras que el evento de El Niño 2002-2004, se muestra con mayor intensidad en los datos observados, lo anterior indica que algunos eventos ENSO pueden afectar con mayor o menor grado a la TSM del GC, lo cual puede ser motivo de investigaciones futuras. De las diferencias expuestas anteriormente se relaciona el resultado mostrado por el diagrama residual (c), donde el SOI, no predice eficientemente las anomalías de TSM en algunos eventos, mientras que en otros eventos como el de El Niño 1997-1998 y la Niña 1988-1989, el SOI fue un buen predictor.

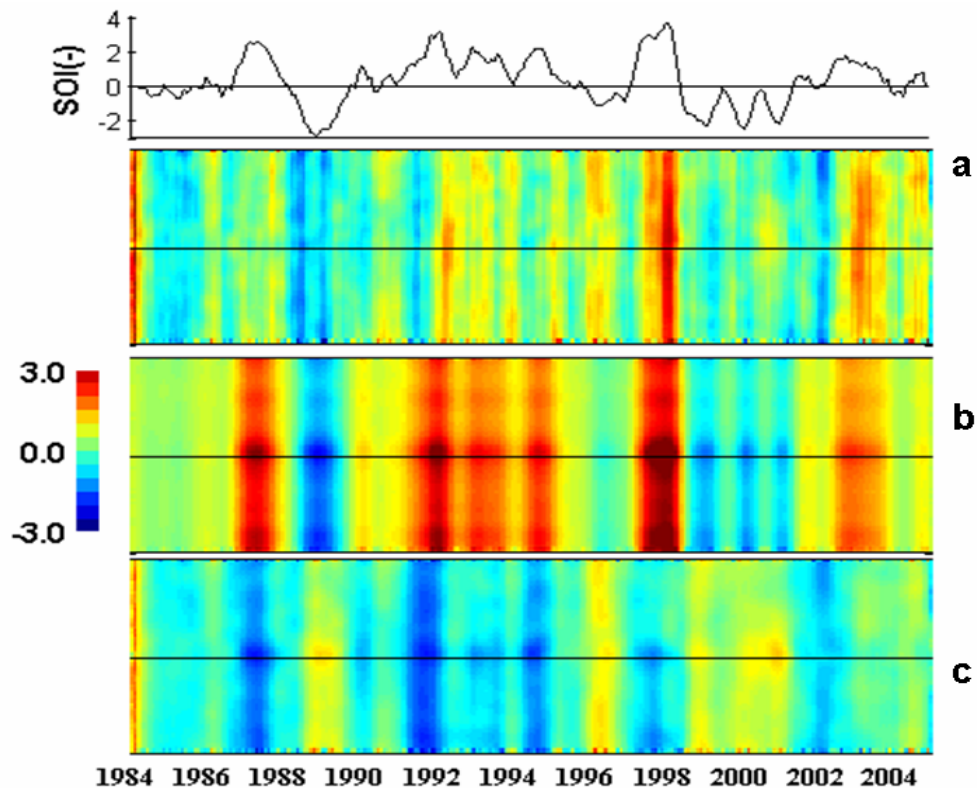


Figura 10. Diagramas evolutivos de anomalías de TSM en ambas costas del golfo: a) datos observados, b) datos estimados en base a regresiones lineales utilizando el índice SOI (gráfica superior) como predictor y c) el residual resultante. El eje x representa el tiempo (1984-2004) y el eje y representa ambas costas del golfo separadas por la línea continua.

8.1.3 El Niño 1997, caso particular

La Figura 11 presenta la evolución del campo de anomalías de TSM (panel a) y del contenido de calor superficial (panel b) de datos generados por boyas y anclajes instalados a lo largo del ecuador dentro del proyecto Tropical Atmosphere Ocean (TAO, www.pmel.noaa.gov/tao/jsdisplay/) como un preámbulo para entender la evolución de la señal de El Niño de 1997. Ambos diagramas muestran el inicio y la propagación hacia el este de una señal cálida a lo largo del zona ecuatorial (Pacífico, central, 180° W) con

velocidad de fase típica de una onda teórica tipo-Kelvin (Chelton, *et al.*, 1997), arribando a las costas de la frontera este del ecuador ($\sim 100^\circ$ W) durante febrero o marzo, intensificándose en junio hasta su fase madura al final del año.

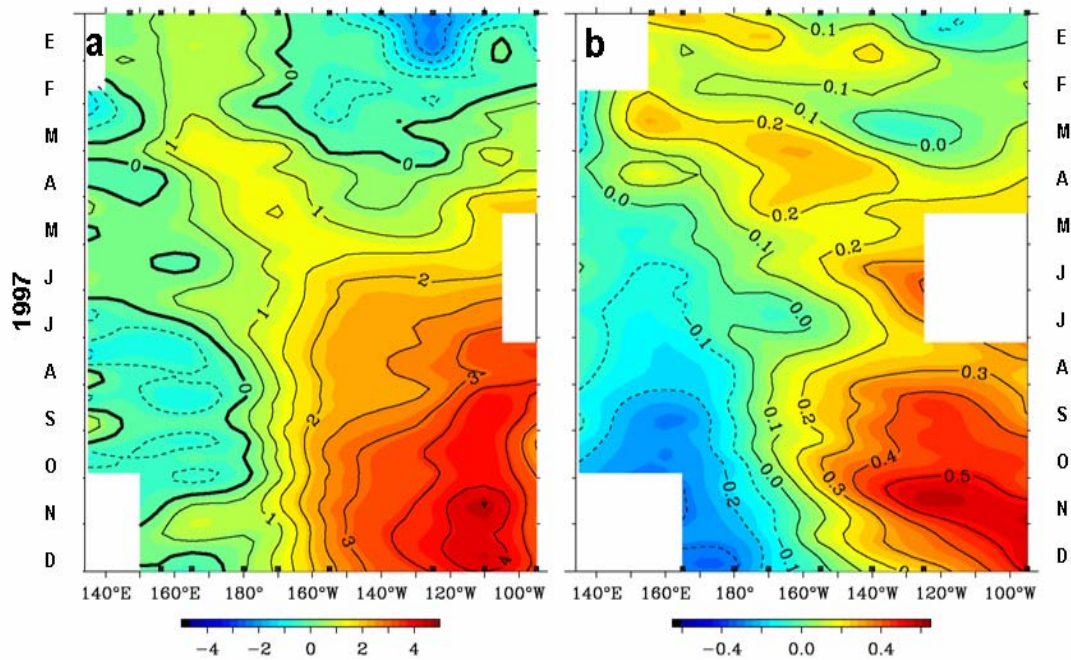


Figura 11. Diagramas longitud-tiempo. a) anomalías semanales de TSM ($^{\circ}\text{C}$) y b) anomalías de contenido de calor ($0/300\text{ m } 10^{10}\text{ J m}^{-2}$) a lo largo del transecto ecuatorial de 2° N de enero a diciembre de 1997. Los datos son proporcionados por el proyecto TAO/TRITON de la NOAA. Los contornos punteados indican valores negativos.

La Figura 12 presenta dos diagramas evolutivos de anomalías semanales de TSM a lo largo de las regiones costeras de Norteamérica. El panel a cubre la región costera desde 10°N hasta 40°N , sin incluir al GC. Aunque grandes porciones de este diagrama son afectados por presencia de nubes al sur de 24°N , el diagrama muestra claramente la propagación hacia el polo de anomalías cálidas de TSM presentes desde febrero a la altura de 10°N y finalizando en noviembre al norte de 35°N , mostrando que la señal cálida alcanza la boca del golfo (línea punteada, $\sim 23^{\circ}\text{N}$) y continúa su propagación hacia

el polo a lo largo de la costa occidental de la península de Baja California con un ligero grado de atenuación.

El panel b muestra la evolución de la señal asociada a El Niño para la misma zona costera anterior (10°N hasta 40°N), pero ahora incluyendo las costas del golfo. La señal llega a la boca del golfo a finales de abril y se propaga al interior del golfo durante mayo; la pendiente en los contornos sugieren que en aproximadamente tres semanas, la señal viaja a lo largo de ambas costas (~3200 km), usando estos mismos argumentos de escala, la velocidad de fase teórica de esta señal es de ~150 km días⁻¹, intensificando su presencia al sur de la región de las grandes islas y en la boca del golfo, como lo sugiere el patrón de variabilidad de verano (Figura 8, panel b), saliendo del golfo en junio para continuar su propagación a lo largo de la costa occidental de la península de Baja California donde se observó una ligera atenuación en la señal. Dever y Winant (2002), observaron los remanentes de esta señal en julio frente a las costas de California (35°N) mediante mediciones directas de temperatura en la columna de agua, intensificando sus valores a finales del año (Ryan y Noble 2002).

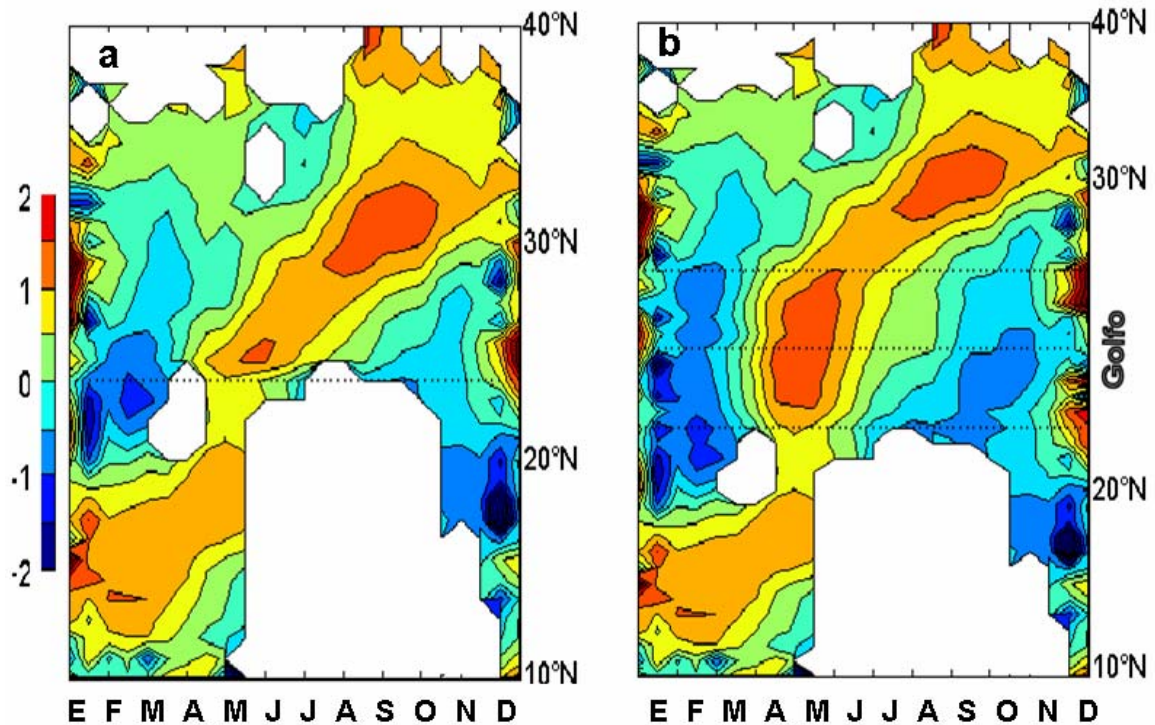


Figura 12. Diagrama evolutivo costero (a) utilizando datos de anomalía semanal del año 1997 para la zona costera de Norteamérica ubicada entre 10°N-40°N (a). Evolutivo costero (b) para la misma zona costera (10°N-40°N), incluyendo ambas costas del GC. Áreas en blanco representan presencia de nubes en los datos utilizados.

La Figura 13 muestra dos diagramas evolutivos costeros amplificados de anomalías de TSM durante el evento fuerte de El Niño-1997. El panel de la izquierda presenta el diagrama generado en base a salidas del modelo numérico ROM, donde se observa la intrusión y evolución de una señal relativamente cálida ($\sim 3^{\circ}\text{C}$) a lo largo de ambas costas durante los meses de mayo-junio sin mostrar disipación o atenuación al propagarse a lo largo de las costas de Baja California. En base a la pendiente de los contornos se estimó un tiempo aproximado de 30 días en recorrer ambas costas del golfo y salir finalmente hacia el Pacífico. El panel de la derecha se estructuró en base a datos semanales generados por imágenes de satélite, este diagrama muestra el ingreso de la

misma señal cálida ($\sim 3^\circ$ C) durante mayo, propagándose por ambas costas en aproximadamente 26 días, sin presentar disipación en la margen peninsular (costa oeste).

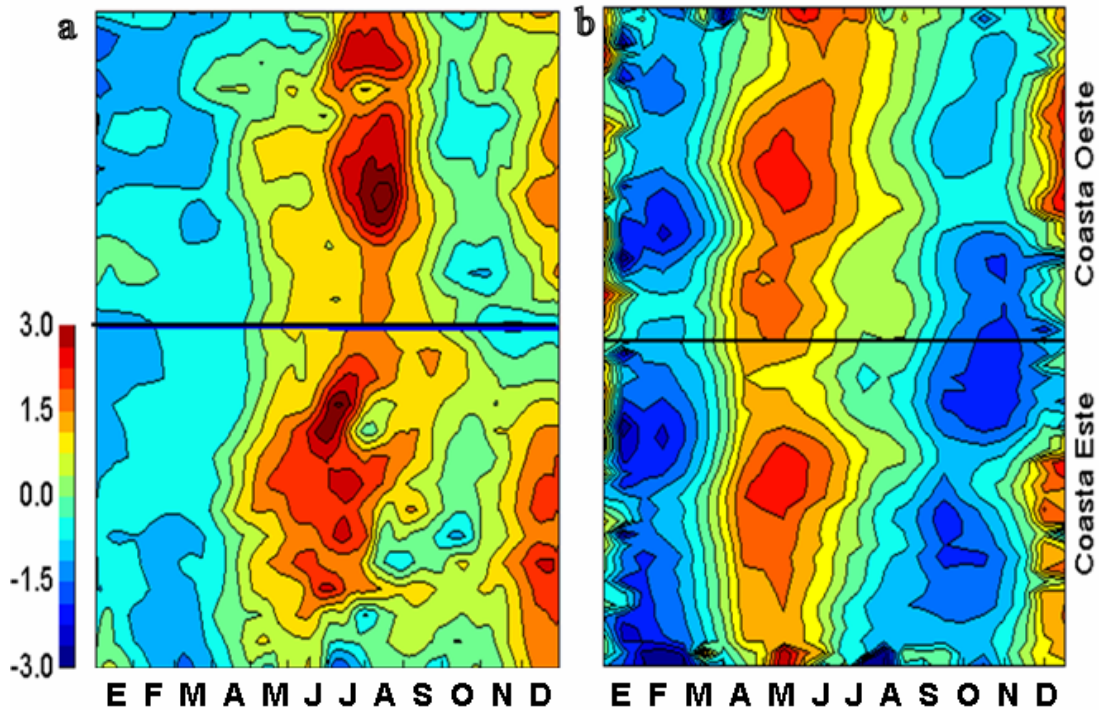


Figura 13. Diagrama evolutivo de anomalías de TSM costeras en ambas costas del golfo (Diagrama Hovmoller) para el período Enero-Diciembre de 1997 utilizando salidas del modelo ROM (panel a) y promedios semanales de TSM de la serie de datos Pathfinder (panel b). Las pendientes de los contornos, se utilizan para estimar la propagación de la señal cálida. La línea en azul indica el extremo más al norte del golfo.

Como vemos en la Figura 13, la señal asociada con El Niño-1997, se propaga en ambas costas del golfo en periodos del orden de un mes. Los datos modelados presentan un ligero retraso en el ingreso de la señal (~ 15 días), ambos sin mostrar una atenuación o disipación de la señal al salir del golfo.

8.2 Variabilidad de la amplitud del ciclo anual de la TSM

La Figura 14 muestra series de tiempo de TSM en tres puntos ubicados a lo largo de un transecto central del golfo (1984-2006). En la boca del golfo, se presentan los intervalos menores o rangos entre los valores extremos de TSM (entre 21 y 31.5° C) y en la zona norte se mostraron los intervalos máximos (entre 15 y 32° C). La región de las grandes islas presenta una característica importante; los valores máximos del verano (~30.4° C) son los máximos más bajos en todo el golfo para esta época del año. Las tendencias calculadas para estas series (curvas gruesas), evidenciaron un ligero incremento en la variabilidad principalmente durante los meses de invierno.

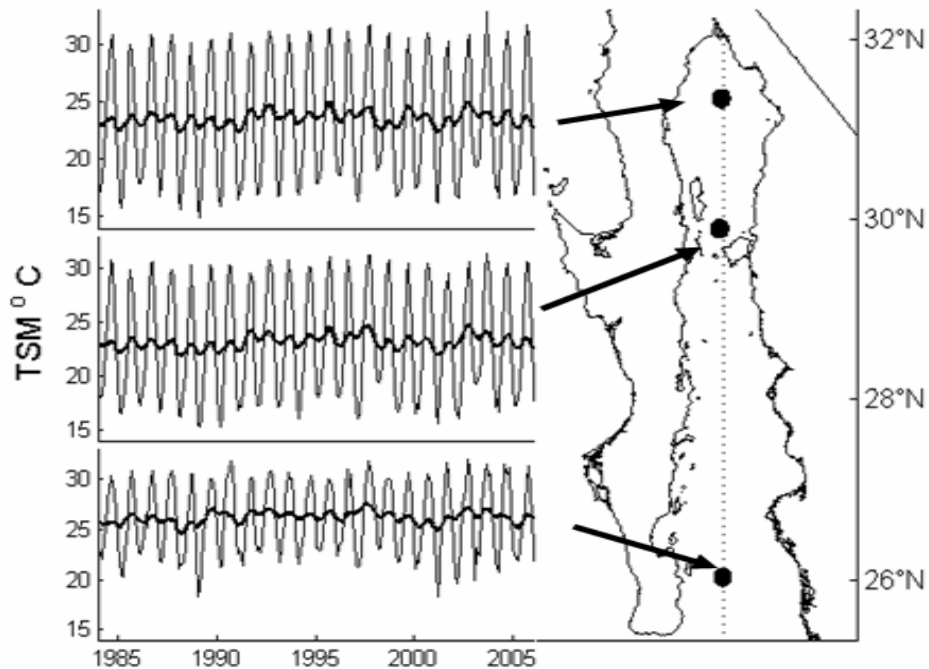


Figura 14. Series de tiempo de TSM mensual junto con su tendencia (curva gruesa) o promedio móvil de 12 meses en tres diferente puntos a lo largo del transecto central del golfo; boca del golfo (23°N-107°W), grandes islas (29°N-113°W) y la zona norte (31°N-115°W).

Utilizando la información de TSM a lo largo del transecto mostrado en la Figura 14, ordenamos los datos en una matriz latitud vs tiempo (diagrama de Hovmöller) y calculamos el promedio anual de TSM y la amplitud del ciclo anual en cada una de las celdas que conforman el transecto central. La Figura 15 muestra el diagrama evolutivo del promedio anual (panel izquierdo) calculado después de aplicar un promedio móvil a los datos, la curva de la derecha representa su correspondiente promedio temporal. El promedio anual de la TSM responde bien a los eventos cálidos y fríos del ENSO representados por las barras de colores en la parte superior de la gráfica. Los gradientes máximos se localizan en la región de las grandes islas donde se presentan los promedios anuales de TSM más bajos.

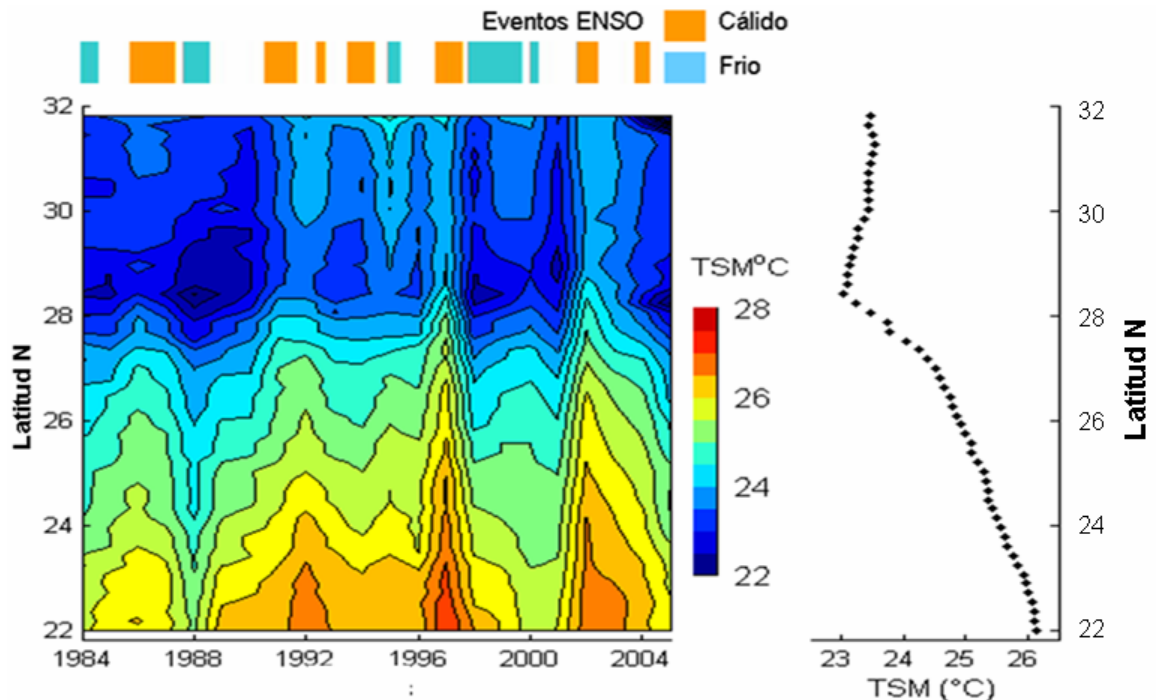


Figura 15. Diagrama evolutivo del promedio anual de TSM (panel izquierdo) y su correspondiente serie de promedio latitudinal (grafica de la derecha) obtenidos para el período 1984-2006 a lo largo del transecto central del golfo. Las barras de colores en la parte superior del diagrama evolutivo indican los eventos calidos (naranja) y fríos (azul) del ENSO.

La Figura 16 muestra los valores promedio temporal de la amplitud del ciclo anual observada (AO) y las correspondientes amplitudes pronosticadas en base a la irradiancia latitudinal (AI). Las AO (panel a) presentan diferencias del orden de 3.5°C , entre la boca del golfo y la región de las grandes islas, donde se muestra un ligero decaimiento para recuperarse en la zona norte mostrando la intensa variabilidad del ciclo anual de la TSM en el GC, mientras que la AI solo muestra incrementos de $\sim 1^{\circ}\text{C}$. El diagrama evolutivo (panel b), muestra el campo de anomalías que resulta de restar los valores observados de cada año menos los valores de irradiancia ($\text{AO} - \text{AI}$). En el diagrama se aprecia un esquema inverso al del promedio anual de la TSM (Figura 14) con anomalías positivas en todo el diagrama y una relación directa entre las máximas amplitudes y los eventos de La Niña (barra de colores en la parte superior), mientras que durante los eventos cálidos de El Niño, se mostraron valores de anomalía débiles, incluso durante el evento fuerte de 1997-1998.

Aplicando la técnica de las FEOs a los datos del diagrama evolutivo, obtenemos que las FEO_1 y FEO_2 , contabilizan aproximadamente el 91% de la varianza contenida en los datos (panel c). La FEO_1 representa un modo coherente y en fase de variabilidad representando el 74% de la varianza con valores positivos a lo largo de el golfo, representando la influencia de la irradiancia latitudinal sobre las amplitudes observadas mientras que la FEO_2 (17% de la varianza) fue latitudinalmente asimétrica (-2 a 2), con valores positivos desde la boca hasta la latitud de 27.5°N y negativos en el resto del transecto, incluyendo la región de las grandes islas, donde se presenta una marcada discontinuidad en la variabilidad en relación con el resto del transecto. Este modo de

variabilidad se asocia con las tres zonas del golfo cuya variabilidad es diferentes la zona sur, la región de las grandes islas y la zona norte. Resalta el comportamiento de la región de las grandes islas independiente al resto del golfo.

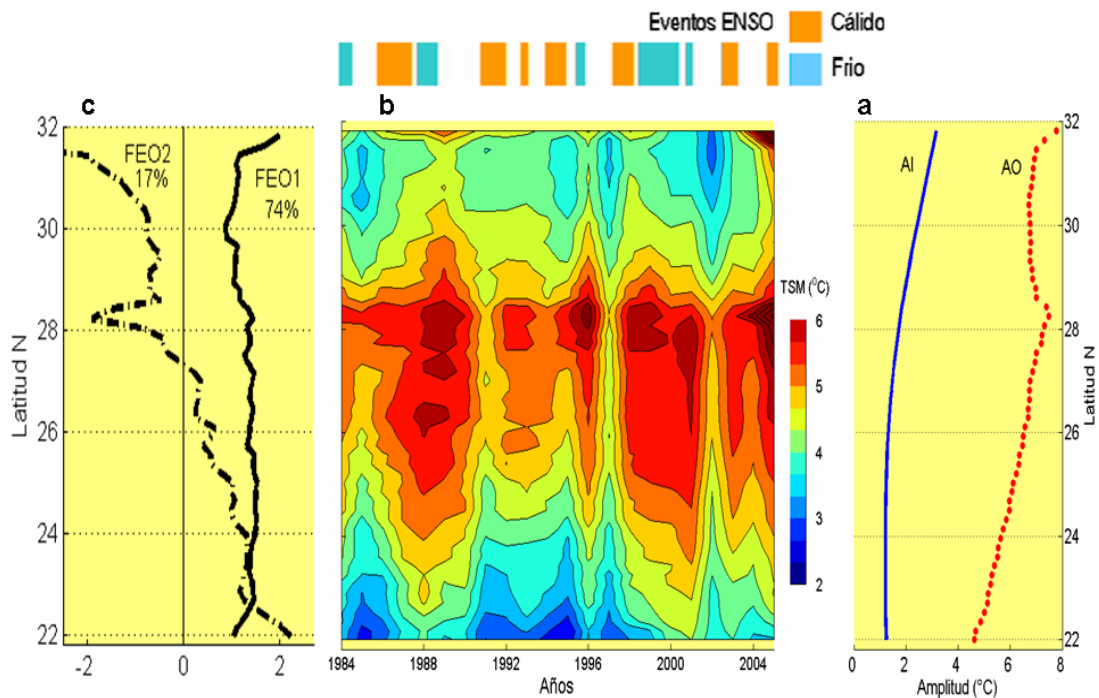


Figura 16. a) Valores promedio de las amplitudes observadas (AO; curva en rojo) y amplitudes calculadas por irradiancia (AI; curva en azul). b) diagrama evolutivo de anomalías interanuales de la amplitud del ciclo anual. c) curvas correspondientes a las FEO1 y FEO2. Las barras de colores en la parte superior indican los eventos calidos (naranja) y fríos (azul) del ENSO para el período 1984-2005.

La Figura 17 muestra las series de tiempo de las amplitudes temporales de las FEO₁ y FEO₂ junto con los promedios anuales de los índices MEI y PDO. La FEO₁, presenta su ciclo de valores positivos durante el período 1991-1997, dominado por eventos cálidos del ENSO (1991-1992 y 1997-1998), mientras que su ciclo de valores negativos se asocian con los eventos fríos del ENSO (1988-1989 y 1999-2000). El coeficiente de correlación calculado entre la FEO₁ y el MEI, fue de $R = 0.72$ con una

asociación fuera de fase al inicio de la serie para ajustarse a partir de 1990, mientras que con el PDO se presenta una baja correlación ($R = 0.35$). La FEO_2 mostró un comportamiento similar tipo onda con un valor de correlación mayor con el MEI ($R = 0.78$) y con valores positivos desde 1989 hasta 1997, mientras que los valores negativos, se presentaron en periodos más cortos, de 1986 a 1989 y de 1998 al 2003. El coeficiente de correlación con el PDO fue nuevamente bajo ($R = 0.30$).

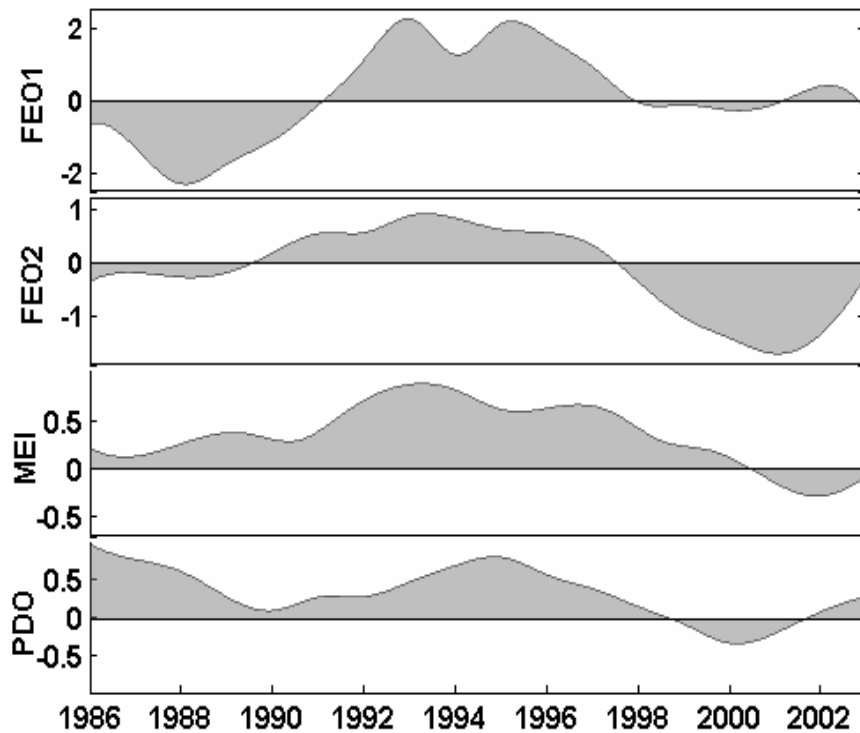


Figura 17. Series de tiempo de las amplitudes temporales de la FEO_1 y FEO_2 , comparadas con los valores anuales del índice MEI y PDO. Los valores fueron suavizados con un promedio corrido centrado en tres años.

El campo de anomalías interanuales de las amplitudes del ciclo anual de la TSM calculadas en base a un ajuste por mínimos cuadrados para cada una de las celdas que conforman al golfo, se utilizaron para aplicar la técnica de las FEOs y obtener el patrón espacial y temporal de variabilidad interanual. La Figura 18 muestra la FEO_1 (panel a)

representando el 83% de la varianza contenida en las anomalías interanuales de todo el golfo; en él se observa la máxima variabilidad a lo largo de las costa continental cercanos a la boca del golfo, disminuyendo al interior del mismo. La zona de las grandes islas y el golfo norte mostraron la mínima variabilidad. Su correspondiente serie de amplitudes temporales (panel b), mostró una relación aceptable con el MEI ($R = 0.78$), mientras que con el PDO fue baja ($R = 0.28$), las series anuales fueron suavizados con un promedio corrido centrado en tres años.

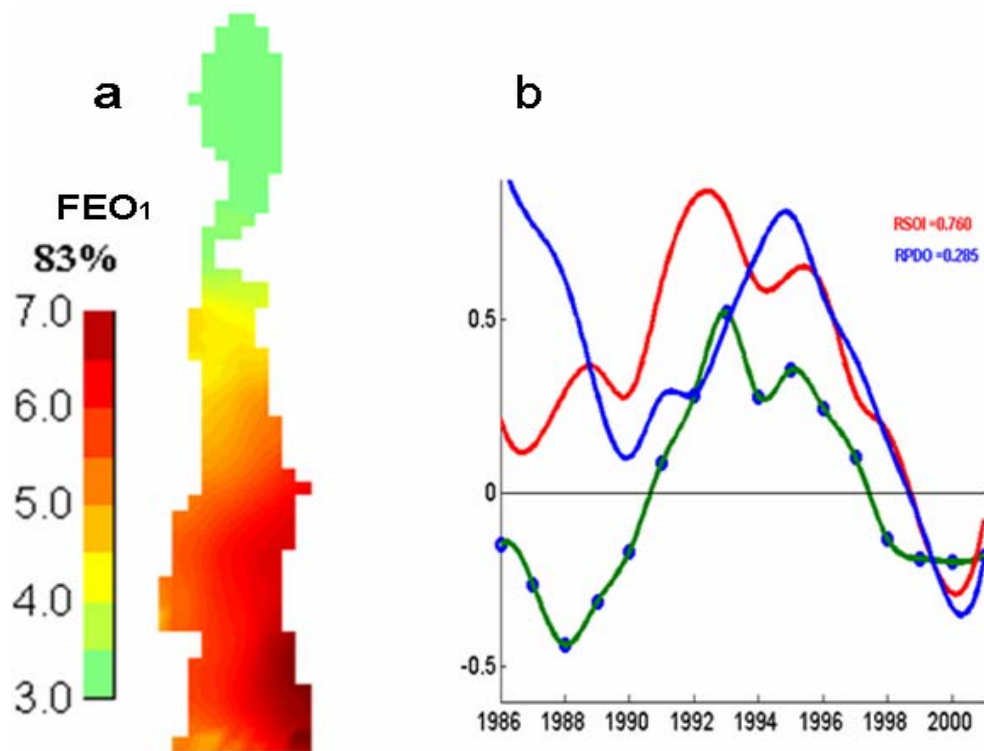


Figura 18. FEO₁ representando el patrón espacial de variabilidad interanual (83% de la varianza) de las amplitudes del ciclo anual de la TSM (panel a). La serie de amplitudes anuales de la FEO₁ (panel b, curva en verde) se compara con la serie anual del MEI (curva en rojo) y del PDO (curva en azul). Todas las series fueron suavizados con un promedio corrido centrado en 3 años.

8.2.1 Tendencias de largo período en la TSM

Analizando la tendencia de la TSM calculadas durante el período 1984-2006 (Figura 19), eliminando previamente el promedio total de las series y suavizando con un doble promedio corrido de 12 meses (Lavin, *et al.*, 2003) obtenemos que las tendencias presentan un valor de $m = 0.0027 \text{ °C mes}^{-1}$, obteniendo un incremento en la TSM de $\sim 0.61 \text{ °C}$ en 18 años de análisis (1986-2004).

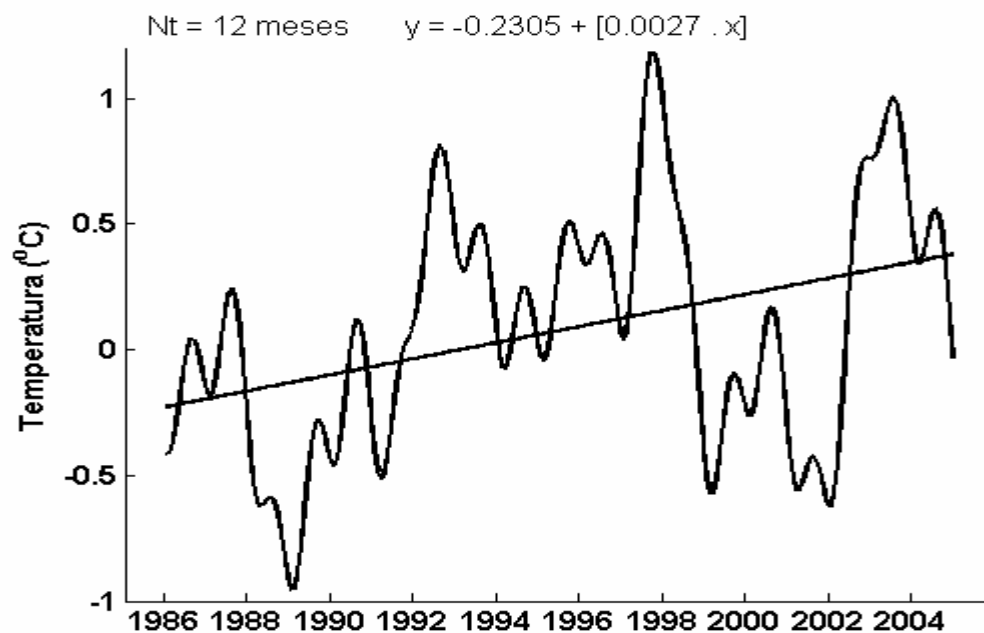


Figura 19. Series de tiempo de datos mensuales de TSM suavizados con un doble promedio corrido de 12 meses (curvas) y la tendencia calculada para el período 1986-2004 (recta).

8.3 Variabilidad de la Chl-a

La Figura 20 muestra la imagen promedio de toda la serie de datos de CHL-a (panel a) utilizados en este estudio (1997-2006). Los valores máximos de Chl-a ($2\text{-}3 \text{ mg m}^{-3}$) se

presentan en la región de las grandes islas y zonas adyacentes donde existe una intensa mezcla vertical por corrientes de marea (Gaxiola-Castro *et al.* 1999) y la zona norte, donde la mezcla por marea (y el arrastre del Río Colorado), inducen la presencia continua de material suspendido en la columna de agua. Valores relativamente altos observados a lo largo de la margen continental del golfo se presentan durante el invierno y parte de la primavera (surgencias). La margen peninsular justo al sur de la región de las grandes islas presentó valores mínimos pero homogéneos en el promedio de este periodo ($\leq 1 \text{ mg m}^{-3}$). La serie de promedios espaciales (panel b) muestra una intensa variabilidad de pequeña escala y un incremento de los picos de máxima Chl-a desde 1999 hasta el 2002 ($\geq 2 \text{ mg m}^{-3}$) para posteriormente permanecer estables hasta el 2006.

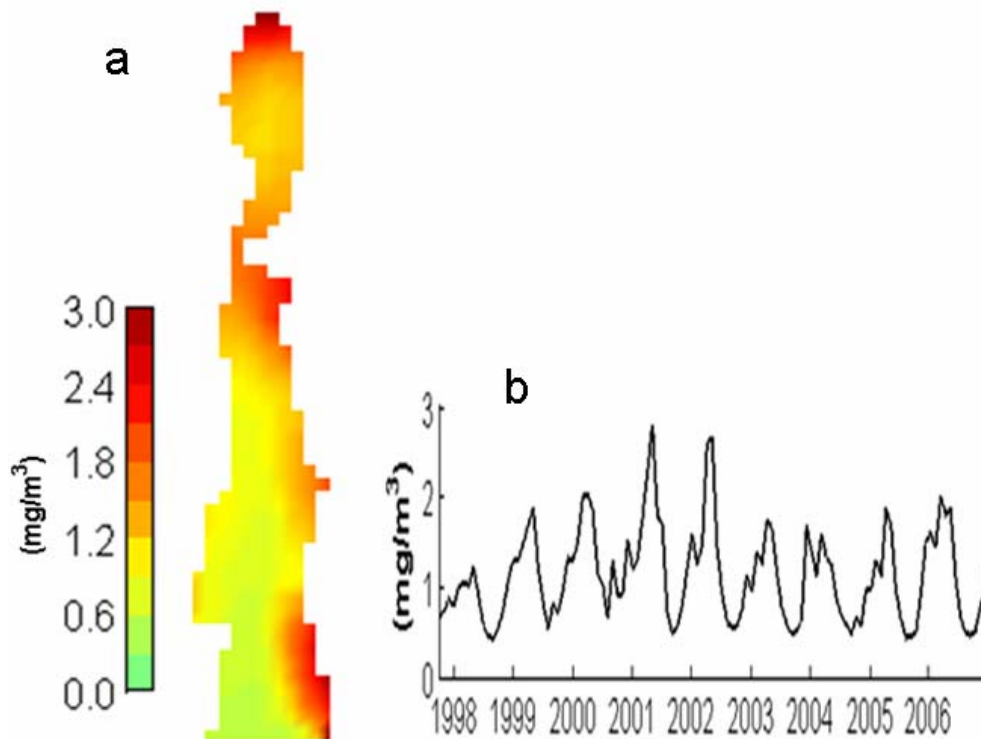


Figura 20. Promedio temporal de Chl-a (a) durante el período septiembre-1997 a Diciembre 2006 . La serie de tiempo (b) representa el promedio espacial mensual.

8.3.1 Índice de surgencias costero (CUI)

La Figura 21, muestra los vectores de viento mensual (panel a) medidos por el satélite de órbita polar QuikSCAT en un punto ubicado en la parte central del golfo (27.9°N y -112.5°W) durante el período 1999-2006. Estos datos de viento se utilizaron para calcular un Índice de Surgencias Costero (CUI, por sus siglas en inglés), representativo del GC (panel b). El CUI resultante presentó valores máximos durante los meses finales de invierno y comienzo de la primavera asociados con el patrón de vientos fuertes de invierno, los cuales proveen el mecanismo para el enriquecimiento de las aguas superficiales.

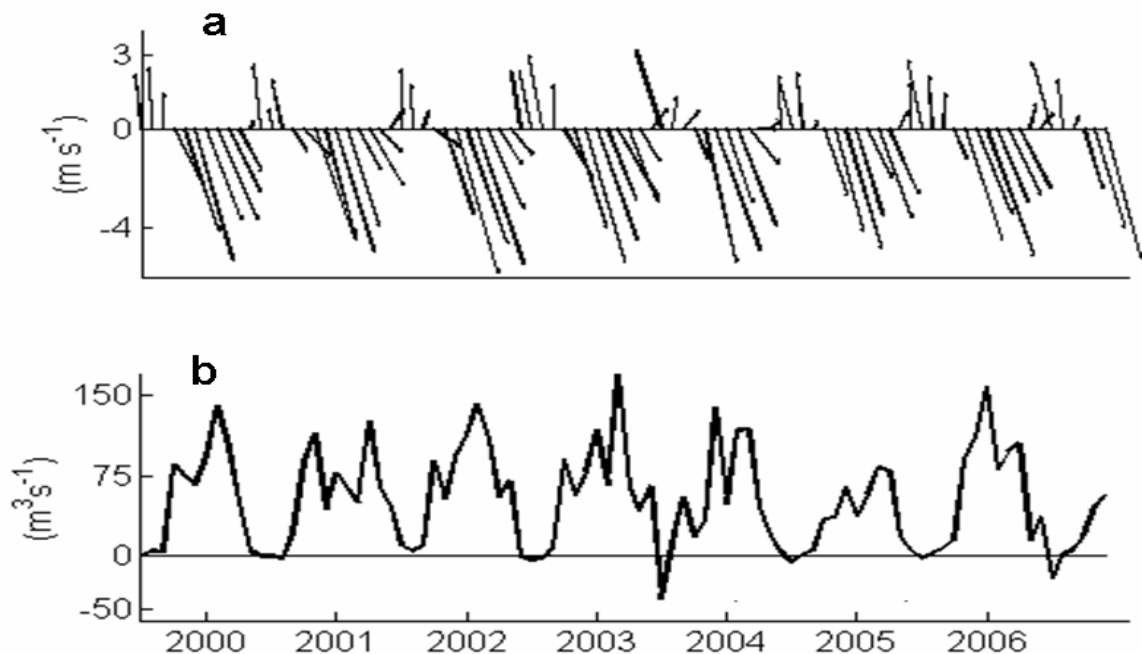


Figura 21. Vectores de viento superficial mensual (a) construidos en base a las componentes u , v del viento medidas por el satélite QuikSCAT en la parte central del Golfo (27.9°N y -112.5°W) para el período 1999-2006. Los vientos mostrados se utilizaron para calcular los valores mensuales del índice surgencias costeras (CUI) del golfo (b).

La Figura 22 muestra el diagrama de dispersión entre los valores mensuales de la Chl-a y el índice CUI, al cual se le aplicó una función de ajuste exponencial. Los datos presentaron dispersión en relación a la curva de ajuste exponencial, sin embargo su coeficiente de correlación ($R = 0.71$) nos indica una relación significativa entre la Chl-a y el CUI para el período 1999-2006.

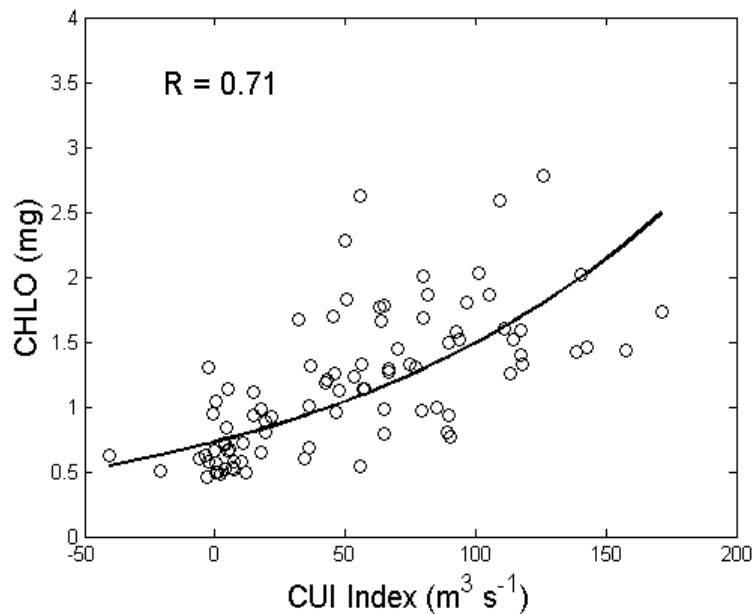


Figura 22. Ajuste exponencial entre el índice de surgencias costeras (CUI) y la concentración de pigmentos (Chl-a) en el Golfo de California. Período 1999-2006.

Para complementar lo anterior se presenta en la Figura 23 el ciclo anual promedio (promedio climatológico) de la Chl-a, (panel a) y del CUI (panel b). La Chl-a presenta su pico máximo de febrero a abril, como una respuesta al pico máximo del CUI (Febrero-Marzo).

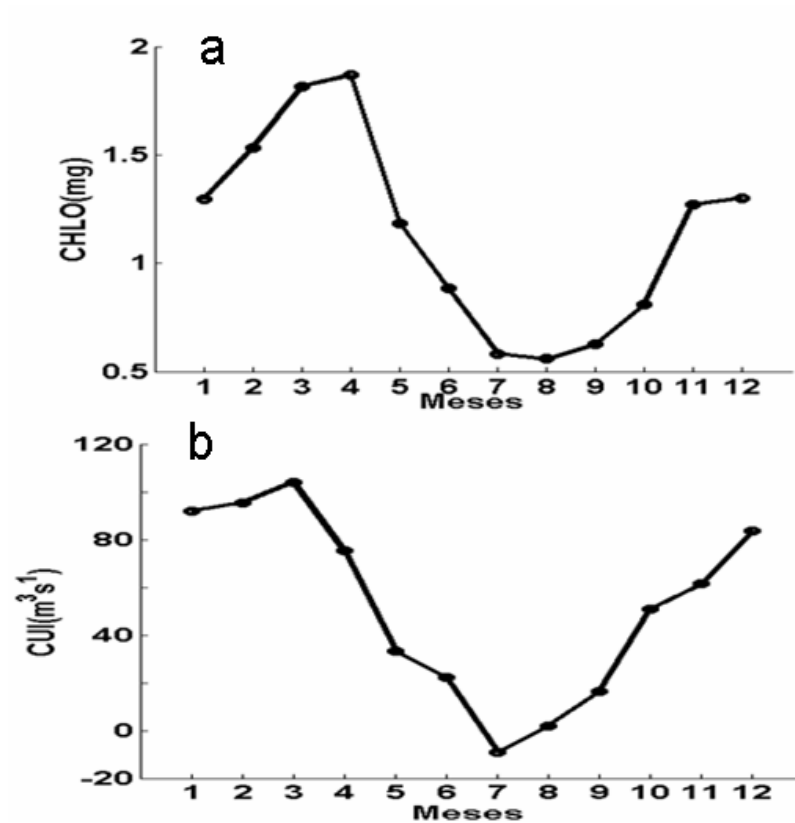


Figura 23. Ciclo anual promedio de la Chl-a (a) y del CUI (b), calculados para un mismo período de tiempo (1999-2006).

Como una primera aproximación para entender la respuesta de la productividad biológica del GC (representada por el CUI) a la presencia de los eventos ENSO, calculamos anomalías climatológicas del CUI y comparamos con el índice MEI para el período julio de 1999 a diciembre del 2006. La Figura 24 muestra las curvas suavizadas de las anomalías climatológicas del CUI (curva punteada) con el índice estandarizado MEI (curva gruesa), en ellas se aprecia una pobre relación estadística ($R = 0.32$), solo en los últimos 3 años (2004-2006) se aprecia una respuesta del CUI a los valores del MEI.

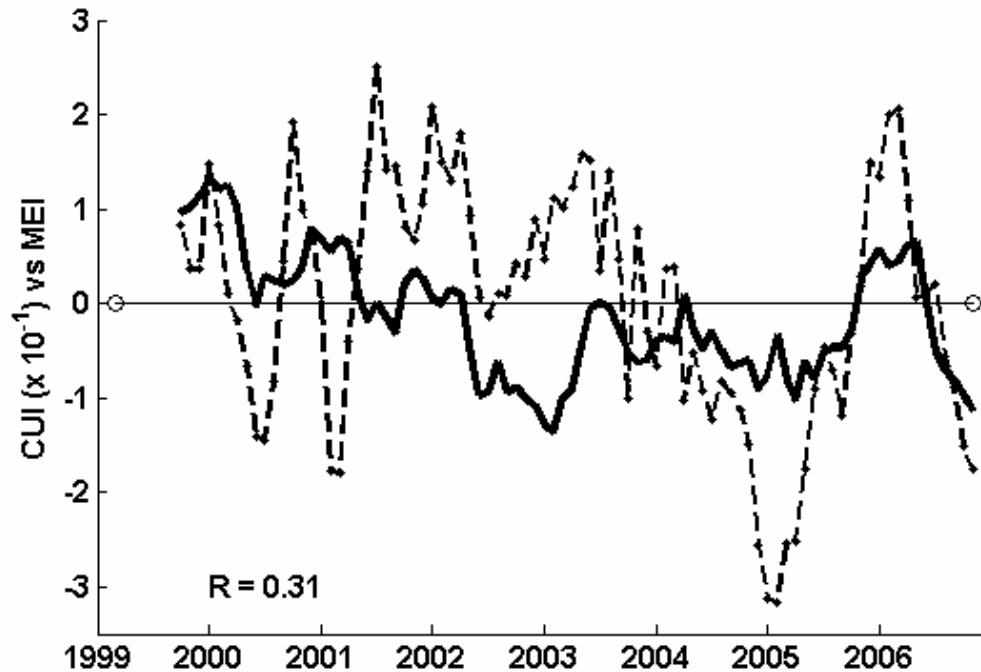


Figura 24. Series de tiempo de anomalías climatológicas del CUI (curva punteada) y valores de los datos estandarizados del MEI (curva gruesa). Ambas series fueron suavizadas con un promedio corrido centrado en 3 meses.

Una prueba adicional para estimar la presencia de los eventos ENSO en la productividad biológica del GC, fue separar los datos de la Chl-a y del CUI en meses clasificados como ENSO y NO-ENSO incluidos dentro del período 1999-2006 (<http://cpc.ncep.noaa.gov>). La Figura 25 muestra el diagrama de dispersión junto con su correspondiente curva de ajuste exponencial. Los datos ENSO (estrellas) se asocian con los valores máximos y positivos del CUI, presentando el valor más alto de correlación ($R = 0.75$). Los datos NO-ENSO (círculos), fueron los más dispersos ($R = 0.63$) y su curva de ajuste exponencial no presentan diferencias con la curva ENSO.

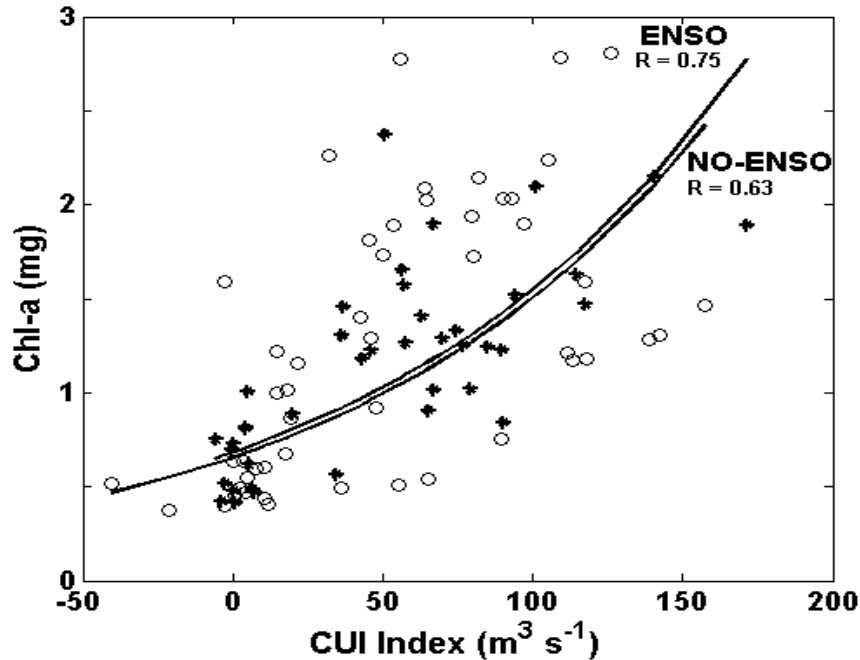


Figura 25. Relación exponencial entre el índice de surgencias costeras (CUI) y la concentración de pigmentos (Chl-a) durante el período ENSO (asteriscos- curva superior) y NO-ENSO (círculos-curva inferior). Período 1999-2006.

8.3.2 Variabilidad interanual de la Chl-a

La Figura 26 presenta el patrón de variabilidad interanual de la Chl-a representado por la FEO_1 (panel a) la cual explica el 44% de la varianza contenida en los datos y se compara con el patrón de valores de correlación (R_s) estimados entre el MEI y cada una de las series de tiempo de cada celda (panel b). La firma espacial es similar en ambos casos; la FEO_1 presenta un patrón no homogéneo de variabilidad interanual, con valores máximos a lo largo de la margen continental y el alto golfo (zona norte) y baja variabilidad en la región de las grandes islas y la margen peninsular. Por su parte, el patrón de correlaciones presenta también los valores máximos en el alto golfo y parte de la margen continental ($R \approx 0.3-0.48$), indicando una mayor influencia del ENSO en estas

dos regiones respecto al resto del golfo. La serie de amplitudes temporales del FEO_1 y el índice MEI (gráfica de barras) muestran una buena correspondencia ($R \approx 0.7$) y tendencias similares; un decaimiento de la variabilidad durante la fase final del fuerte evento de El Niño 1997-98 y su paulatina recuperación a partir de La Niña 1999-2000. Los valores decaen nuevamente durante el evento de El Niño 2002-2004.

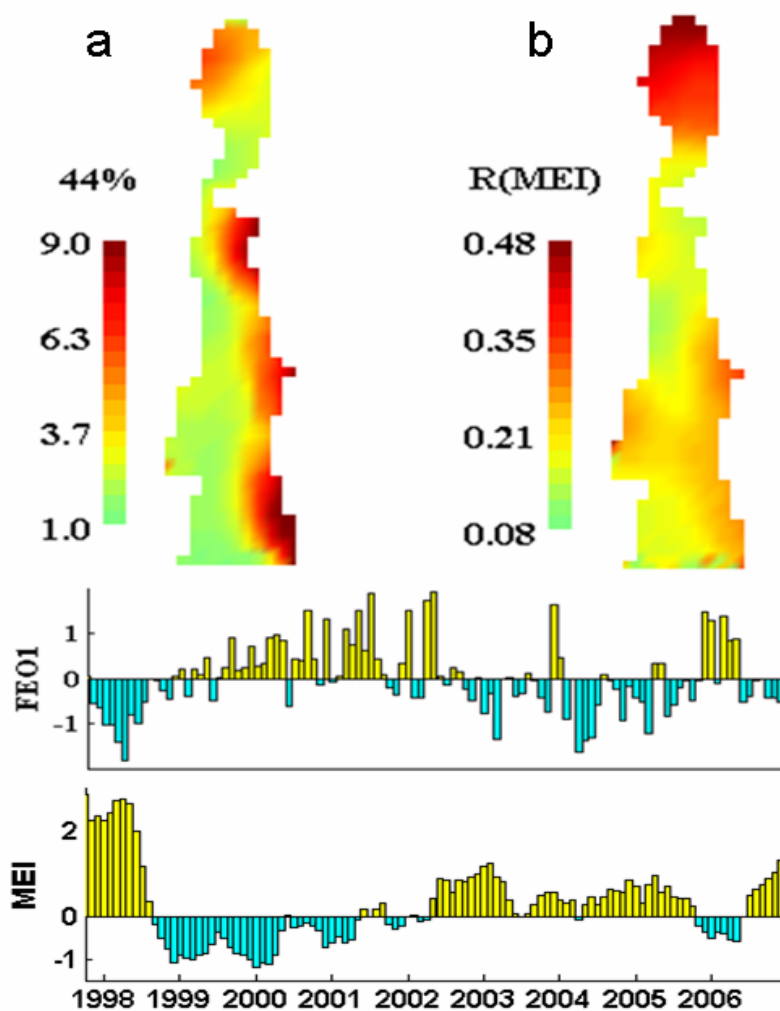


Figura 26. Patrón espacial de la FEO_1 (a) contabilizando el 44% de la varianza contenida en los datos de anomalía de la Chl-a y el patrón de coeficientes de correlación (b) obtenido mediante regresiones lineales entre las anomalías interanuales de Chl-a y el índice MEI. Los diagramas de barras representan la función de amplitudes de la FEO_1 y el MEI durante el período 1997-2006. Las barras en amarillo (azul) representan eventos El Niño (La Niña).

La Figura 27 muestra el índice MEI (panel a) representado por barras en amarillo (azul) representando fases El Niño (La Niña) junto con el diagrama evolutivo (diagrama Hovmöller) de las anomalías interanuales costeras de Chl-a (panel b). Se destaca en el diagrama evolutivo la propagación de señales asociadas con la presencia de los eventos ENSO ocurridos durante el periodo de estudio (El Niño 1997-1998 y 2002-2004, La Niña 1999-2000). El impacto del evento de El Niño 1997-1998 se notó en ambas costas y La Niña 1999-2000 se observó con mayor intensidad en la margen continental y atenuado en la margen peninsular. El Niño 2002-2004 se observó muy intenso en la costa continental cercana a la boca del golfo y atenuado en la margen peninsular.

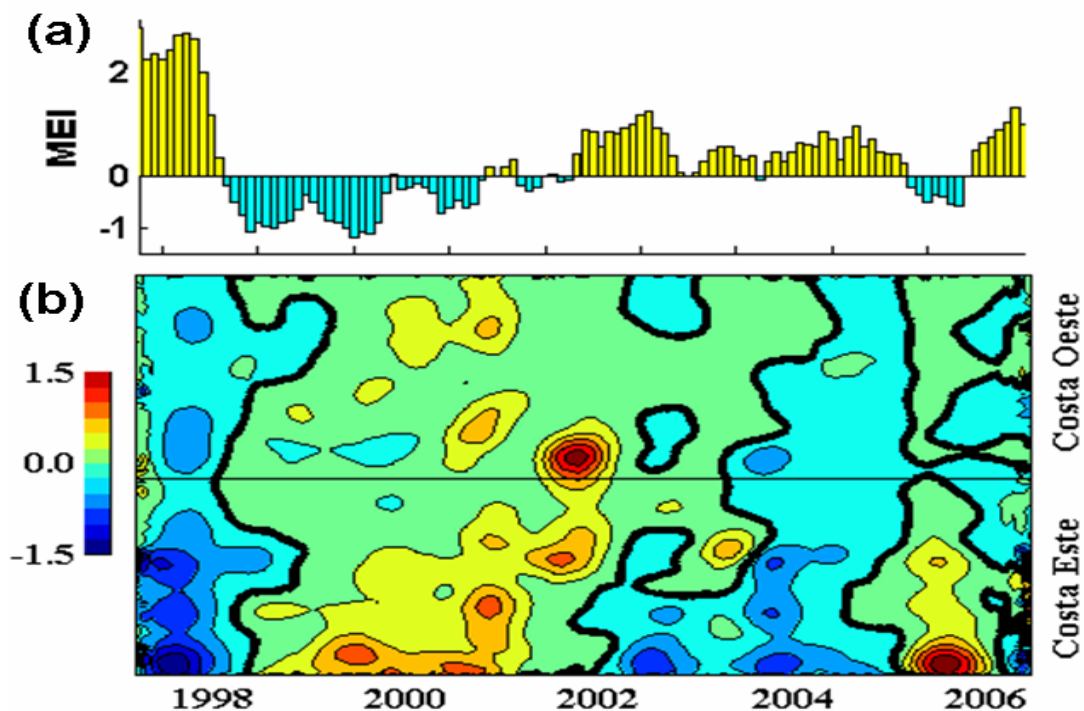


Figura 27. Índice MEI (a) representado por un diagrama de barras amarillas (azules) representando las fases cálidas (frías) de los eventos ENSO. El diagrama evolutivo (b) representa los datos de anomalía interanual a lo largo de ambas costas del golfo (eje y) mientras que el eje x representa el tiempo (1997-2006), la línea continua horizontal indica la posición más al norte del golfo.

8.3.3 Tendencias de largo período (CUI vs TSM)

Estudios numéricos sugieren que los cambios observados en la estructura de los ecosistemas están más relacionados con variaciones del clima que con las variaciones en las propiedades de las variables biológicas (Behrenfeld, *et al.*, 2006). La Figura 28, presenta las tendencias de largo plazo entre los índices del CUI (índice de productividad biológica) y la TSM (índice climático local) para el GC, calculadas para el período 1985-2006 en inviernos y veranos y sus diferencias se toman como indicadores de tendencias de largo período. Las diferencias del CUI entre invierno y verano generan un valor de la pendiente $m = 1.43 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$, esto representa un incremento de $\sim 31.5 \text{ m}^3$ durante el periodo analizado (22 inviernos o veranos). Las diferencias de la TSM entre el verano y el invierno generaron una tendencia de $m = 0.013 \text{ }^\circ\text{C año}^{-1}$, c experimentando un incremento de $\sim 0.3^\circ\text{C}$ en 22 años..

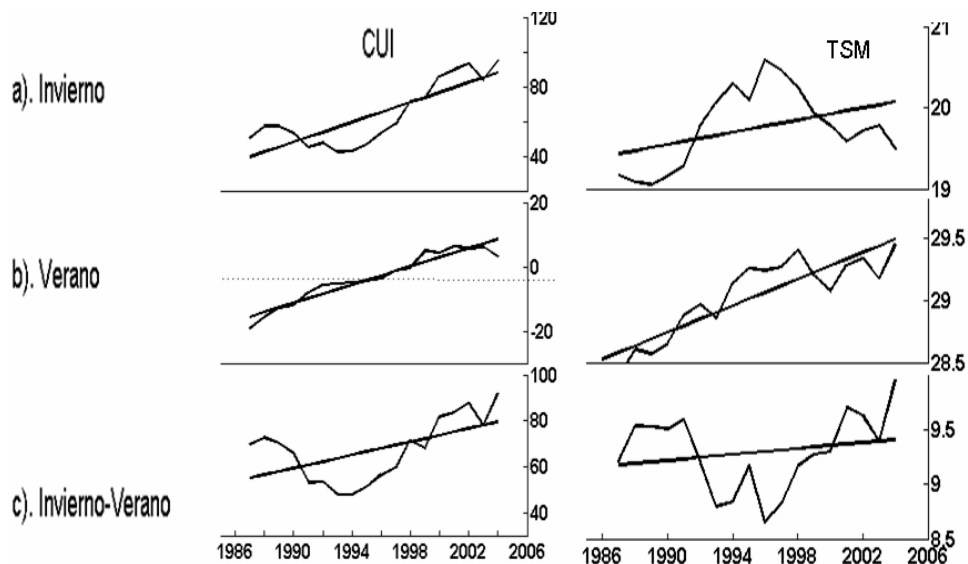


Figura 28. Series de tiempo del CUI y la TSM (curvas) a partir de promedios corridos de 5 pasos de tiempo (inviernos o veranos), y la tendencia de largo período (rectas). Valores del CUI (panel izquierdo) en $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ y valores de TSM (panel derecho) en $^\circ\text{C}$.

9. Discusiones

9.1 La variabilidad de la TSM y la señal del ENSO

En la parte inicial de este estudio se analizó la variabilidad de la TSM derivada de sensores remotos durante un período de 23 años (1984-2006) y con una resolución espacial de 18 x 18 km, y su relación con los eventos ENSO incluidos en dicho período y representados por el SOI, MEI y PDO siendo al parecer la primera vez que se analiza con esta escala de resolución espacio-temporal la respuesta de la TSM del GC al forzamiento remoto asociado con el ENSO. Las características de propagación de el evento fuerte de El Niño -1997 fue analizado con mayor detalle a lo largo de una franja costera de ~50 km de ancho, desde 10°N hasta 40°N, incluyendo ambas costas del GC.

El aplicar la técnica de las FEOs a los datos de anomalías interanuales de TSM, dio como resultado un solo modo dominante de variabilidad interanual para todo el período analizado (Figura 7). La asociación entre este modo y las señales relacionadas con los eventos ENSO representados por el SOI pudiera plantearse contradictoria; por un lado, la relación entre el SOI y las anomalías de TSM sólo contabilizaron un valor de correlación de ~0.38, indicando una pobre relación estadística entre el SOI y las series individuales de anomalías de TSM y por el otro encontramos patrones similares entre la FEO₁ y el patrón de correlaciones obtenido de la regresión lineal con el índice SOI.

Ambos patrones espaciales muestran valores máximos de variabilidad a lo largo de la margen continental y al sur de la región de las grandes islas, donde el ancho de la plataforma continental (Figura 1) y los procesos de surgencias, inducidas por el esfuerzo

del viento en invierno (Figura 2), la hacen diferente a la margen peninsular. Nuestra interpretación es que la afinidad de los patrones mostrados en la Figura 7 es el resultado de la interrupción de los procesos de surgencias durante eventos ENSO, producido por la relajación de los vientos (teleconexión atmosférica), por el hundimiento de la termoclina al paso de ondas atrapadas a la costa (conexión oceánica) o como una mezcla de ambos mecanismos. El hecho de que la relación estadística mejora cuando únicamente se consideran la información de invierno (Figura 9), sugiere que la teleconexión atmosférica asociada con los eventos ENSO y restringida al invierno (Tribbia, 1991) es el principal forzamiento de variabilidad interanual sobre la TSM en el GC.

Considerando que el SOI representa básicamente la variabilidad atmosférica de un fenómeno tropical asociado al ENSO distante del GC y además lo complejo de la dinámica oceanográfica del golfo, resulta en que no sólo el forzamiento océano-atmósfera pudiera enmascarar u ocultar la relación estadística de la variabilidad de la TSM con la presencia de las señales ENSO, sino también otros procesos locales tales como la dinámica de mesoescala, el esfuerzo del viento, la topografía local y el forzamiento de la marea. Por lo anterior, se cree que la afinidad entre los patrones espaciales de la Figura 7 y las tendencias paralelas y bien correlacionadas entre la serie de amplitudes temporales de la FEO_1 y el índice SOI ($R = 0.58$), indican que los eventos ENSO son forzamientos remotos importantes sobre la variabilidad interanual de la TSM en el GC.

El patrón de variabilidad de verano (Figura 8) reveló una alta variabilidad alrededor de la región de las grandes islas y cercana a la boca del golfo. Los procesos físicos asociados con este patrón no son muy claros sin embargo, el diagrama evolutivo costero del evento El Niño-1997 en el golfo (Figura 13) sugiere que este patrón se intensifica cada vez que una señal, asociada con los eventos ENSO, ingresa al golfo durante el período de primavera-verano, se propaga a lo largo de su costa continental y se traslada a la costa peninsular (enmascarada por la dinámica local del GC). Por otro lado, La Figura 12 (panel b), claramente muestra que la señal costera asociada con el evento fuerte de El Niño-1997, sale del golfo y continúa su propagación a lo largo de la costa occidental de la península de Baja California. Algunos estudios sobre la propagación de las fases cálidas del ENSO, relacionadas con la propagación de ondas atrapadas a la costa (Emery y Hamilton, 1985; Wooster y Hollowed, 1995; Parés-Sierra y O'Brien, 1989), sugieren que dichas señales pueden alcanzar el Golfo de Alaska (Jacob *et al.*, 1994) después de viajar a lo largo de las costas de Baja California y California.

Datos hidrográficos medidos durante 1997 en diferentes puntos de la plataforma continental de Norteamérica (10°N-40°N), incluyendo al GC (Filonov y Tereschenko, 2000; Amador_Buenrostro *et al.*, 2003; Durazo y Baumgartner, 2002; Dever y Winant, 2002 y Ryan y Noble, 2002), se utilizaron junto con la expresión matemática propuesta por Gill (1982, pp. 122, 249) para calcular la velocidad de fase teórica de una onda interna tipo-Kelvin (C_I) asociada con la propagación hacia el polo de la señal de El Niño-1997. La expresión propuesta por Gill es:

$$C_I \approx (g' \cdot H_1 \cdot H_2 / H_T)^{1/2} \quad (6)$$

donde g' es la gravedad reducida, calculada con valores típicos de densidad en la capa superior e inferior del océano, H_1 el espesor de la capa superior, H_2 es el espesor de la capa inferior y $H_T = H_1 + H_2$. El Radio de deformación de Rossby (Ro), se calculó como complemento de la velocidad de fase, utilizando la expresión $Ro = C_I / f(\varphi)$, donde f representa el valor del parámetro de Coriolis en la latitud φ . Los resultados de estos cálculos se resumen en la Tabla 4 del anexo 4.

La región costera ubicada entre 10°N y 21°N , presenta una plataforma continental estrecha y la C_I estimada fue de $\sim 100 \text{ km día}^{-1}$ y el $Ro \approx 30$ a 35 km (Filonov y Tereschenko, 2000). Con estos datos, una onda costera originada en la zona ecuatorial tarda ~ 76 días en recorrer $7,600 \text{ km}$ antes de arribar a la boca del GC. Posteriormente, la señal al ingresar al golfo debe recorrer $\sim 3,200 \text{ km}$ de línea de costa, la C_I estimada para el golfo fue de $\sim 140 \text{ km día}^{-1}$, con esta velocidad, la señal costera tarda aproximadamente 23 días en recorrer ambas costas del golfo, durante los cuales, debe experimentar alguna atenuación debida a la fricción con el fondo o a la propia dinámica local del GC. El Ro calculado osciló entre 30 y 20 km , valor relativamente pequeño comparado con el ancho de la boca del golfo ($\sim 150 \text{ km}$). Continuando con la propagación hacia el polo a través de la región costera ubicada entre 21°N y 40°N ($\sim 5,050 \text{ km}$), la C_I calculada fue del orden de $\sim 75 \text{ km día}^{-1}$, con un Ro de $\sim 10 \text{ km}$, de acuerdo a estos valores, la onda costera toma aproximadamente ~ 67 días en llegar a la latitud de 40°N .

Los cálculos anteriores sugieren que la señal costera generada cercana al ecuador, se propaga hacia el polo con velocidades de fase diferentes, arribando a los 40°N en aproximadamente ~167 días (~5 meses). La Figura 11 muestra el inicio de la propagación de la señal de El Niño-1997 a lo largo de el Ecuador y el tiempo en el que arriba a la frontera este del océano Pacífico (marzo), generando una onda costera que se propaga hacia el polo atrapada a la costa, alcanzando la boca del golfo al inicio de mayo, continuando su propagación a lo largo de ambas costas y alcanzando la punta de la península para salir nuevamente al océano Pacífico al inicio de junio, continuando su propagación a lo largo de la costa occidental de la península, llegando a la altura de la latitud 35°N durante los meses de julio y agosto. Un segundo episodio de fuertes anomalías positivas asociadas con El Niño-1997, fue observado en las costas de California durante los meses de octubre y Noviembre de 1997.

Filonov y Tereschenco (2000) registraron la señal de El Niño-1997 en perfiles de temperatura medidos en la plataforma continental del estado de Jalisco, a la altura de 19°N durante mayo y junio. Dever y Winant (2002) observaron que la señal inicial de El Niño arribó a Punta Concepción en California (~34°N), a principios de julio (un mes después de salir del golfo) y fue observada en los primeros 25 m de profundidad. Ryan y Noble (2002), usando series de tiempo de anomalías diarias de TSM medidas en un punto costero localizado a la altura de 37°N, observaron el arribo del evento cálido de El Niño-1997 en julio con un fuerte reforzamiento de las anomalías durante Noviembre sin ninguna relación directa con el patrón de vientos local. Dever y Winant (2002) y Strub y James (2002) sugieren que las anomalías detectadas inicialmente en las costas de

California (julio) fueron el remanente de las observadas en el golfo durante mayo, las cuales se propagaron hacia el polo como una onda atrapada a la costa, seguida de un segundo episodio, el cual fue observado en latitudes mayores de 40°N y con mayor intensidad. Los valores mensuales del MEI durante El Niño 1997 sufrieron un decaimiento durante los meses de agosto, septiembre y octubre para nuevamente intensificarse a partir de noviembre hasta el final del año (<http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEI/>).

Durante los meses de verano-otoño, los procesos de surgencias costeras son mínimos en el GC; por lo tanto el efecto atmosférico sobre los cambios de la TSM pudieran no ser importantes, primero porque la teleconexión atmosférica raramente ocurre durante el verano (Tribbia, 1991) y segundo porque los vientos superficiales reportados para el golfo, alcanzan sus valores mínimos durante este período (Parés-Sierra *et al.*, 2003), por lo tanto las grandes anomalías positivas reportadas durante el verano de 1997 ($\sim 3^\circ \text{C}$) no están asociadas con el efecto atmosférico.

En el GC, la C_I calculada fue mayor comparada con las demás zonas costeras. Esto puede explicar el hecho de que la señal detectada en Mayo en la boca del Golfo (Figura 13, panel b) tardó menos de un mes en viajar a lo largo de ambas costas del golfo antes de salir nuevamente al océano Pacífico; las pendientes observadas en los contornos de la gráfica sugieren que la señal necesitó aproximadamente 21 días (150 km día^{-1}) en realizar el recorrido, un período muy próximo al resultado obtenido por Beier (1997) basado en salidas de un modelo numérico bi-dimensional adaptado al golfo, forzado con

una onda baroclínica inducida por el océano Pacífico en la boca del golfo, en fase con el esfuerzo del viento y que se propaga alrededor de la costas del golfo, en la dirección coincidente con el patrón de circulación que presenta el golfo durante el verano. Strub y James (2002) proponen que los máximos valores en la altura de nivel del mar (ANM) presentes durante El Niño 1997, inicialmente invaden la zona sur del golfo, creando intensos gradientes en el nivel del mar cercanos a la boca del golfo, permitiendo flujos geostroáficos que llegan a inhibir o enmascarar la entrada al golfo de estas anomalías, continuando su propagación a lo largo de la costa occidental de la península.

Los resultados mostraron que el GC juega un papel importante en la propagación hacia el polo de las ondas costeras asociadas con los eventos ENSO. El valor del radio interno de deformación de Rossby fue menor a la distancia que separa la costa continental de la punta de la península de Baja California, por lo tanto señales costeras asociadas con eventos ENSO pueden ingresar al GC a lo largo de su margen continental y muy probablemente sufrir una atenuación significativa a través de la fricción con el fondo y la dispersión cuando estas señales se transmiten a la margen peninsular. El diagrama evolutivo de la Figura 9 (panel a) mostró la diferencia en intensidad con que arribaron las señales ENSO al golfo durante el período 1984-2004.

Por otro lado, eventos fuertes de El Niño como el de 1997 presentan uno o más picos máximos de anomalías tanto en la TSM como en la profundidad de la termoclina; los modos de ondas atrapadas a la costa asociados con estos picos, pueden generar una

advección más intensa y por consiguiente alcanzar latitudes más altas en su propagación hacia el polo. El primer episodio fuerte relacionado con El Niño-1997 entró al golfo y se propagó al interior del mismo, sufriendo disipación antes de salir del golfo y continuar su propagación a lo largo de la costa occidental de la península. Un segundo episodio presentándose 2 o 3 meses después pudo ser más consistente a partir de 24 °N, para alcanzar probablemente latitudes más altas. La disipación al interior del golfo sólo fue observada parcialmente en los valores estimados en base a regresiones lineales utilizando al SOI como predictor (Figura 10, panel b).

Esta hipótesis es consistente con las observaciones relacionadas con la propagación hacia el polo de las anomalías positivas de la TSM asociadas con El Niño-1997, las cuales pareciera a primera vista que no mostraron una atenuación importante (Figura 12, panel a); sin embargo, como se explicó en el párrafo anterior, este tipo de señales conformada por uno o más episodios sufren disipación en su etapa inicial a su paso por el golfo, la cual puede ser enmascarada por la dinámica local, llegando atenuadas a latitudes más altas (Dever y Winant, 2002), esta hipótesis coincide con los resultados publicados por Lluch-Cota *et al.* (2001) y por Strub y James (2002) respecto a la extensión que alcanzan algunos eventos ENSO al propagarse a lo largo de las costas de Norteamérica sin incluir las costas del GC.

9.2 Variabilidad en la amplitud del ciclo estacional de la TSM

El ciclo de vida y la estructura de las comunidades de organismos marinos se desarrollan en sincronía con el ciclo anual de la temperatura del mar, por lo tanto reaccionan a los cambios que experimenta ésta no sólo en amplitud sino también en fase. Los resultados mostraron que la amplitud del ciclo anual de la TSM es altamente variable al interior del GC y está relacionada principalmente con las características locales del golfo; un porcentaje de dicha variabilidad está asociado con la influencia climática remota (ENSOs). Los resultados obtenidos a lo largo del transecto central del golfo hacen evidente la influencia que ejerce la región de las grandes islas como zona reguladora de la influencia del océano Pacífico al interior del GC.

El diagrama evolutivo de las anomalías interanuales de las amplitudes del ciclo anual de la TSM (Figura 16) presenta en la escala latitudinal un incremento progresivo de la variabilidad desde la boca hasta el sur de la región de las grandes islas (27.5° N), mientras que en la escala temporal, los eventos de máxima variabilidad están relacionados directamente con los eventos fríos del ENSO (barra de colores superior, Figura 16). La FEO₁ mostró la influencia homogénea a lo largo del golfo de la irradiancia utilizada para separar el efecto solar sobre la amplitud del ciclo anual de la TSM (forzamiento remoto) mientras que la FEO₂ representa la relación de las amplitudes del ciclo anual con la presencia de los eventos ENSO, excepto en la región de las grandes islas, donde se muestra una variabilidad independiente del resto del golfo. Esa asociación se presenta con mayor claridad cuando comparamos las CP₁ y CP₂ con los índices MEI y

PDO (Figura 17), donde la CP_2 presentó un mayor coeficiente de correlación ($R = 0.78$) con el MEI. En cambio la relación entre la CP_1 y CP_2 con el PDO, fue relativamente mas baja ($R = 0.30$ y 0.32).

El patrón de variabilidad interanual calculado para todo el GC y representado por la FEO_1 (Figura 18, panel a), representa el 84% de la varianza anual y mostró que la máxima variabilidad del ciclo anual se presenta en la zona sur del golfo (zona profunda) y a lo largo de su margen continental, mientras que los valores mínimos de variabilidad se presentaron en la región de las grandes islas y el golfo norte. La serie de amplitudes temporales (Figura 18, panel b) muestra un comportamiento tipo onda, con los valores ubicados en el período entre los eventos El Niño (1991-1992 y 1997-1998), fuera de fase con los valores obtenidos durante los eventos La Niña (1988-1989 y 1999-2000). Su comportamiento fue muy similar a los valores anuales del MEI ($R = 0.78$), mientras que con el PDO, la relación fue nuevamente baja ($R = 0.28$).

Las tendencias de la TSM durante el período 1986-2004 (Figura 19), presentaron una tendencia positiva y un incremento de $\sim 0.61^\circ \text{C}$ para el período 1986-2004, esta tendencia coincide con lo publicado por Lluch-Cota (2000) y Lavín *et al.* (2003), siendo los eventos El Niño-la Niña 1997-1998 y 1999-2000 los de mayor impacto en estas tendencias.

9.3 Variabilidad de la Chl-a

La variabilidad de la Chl-a y su relación con la productividad biológica del GC (CUI) derivada del esfuerzo local del viento sobre la superficie y los forzamientos remotos asociados con las fases de los eventos ENSO (EL Niño - La Niña) presentan una buena relación entre la Chl-a y el CUI principalmente en la margen continental o zona de surgencias, donde se obtiene el coeficiente de correlación mayor ($R = 0.70$) entre ambas variables, seguido de la región somera del golfo (zona norte) donde la alta turbidez asociada a los procesos de mezcla por marea y a la gran cantidad de material suspendido en la columna de agua, pudieran enmascarar las mediciones de la Chl-a. La margen peninsular, a pesar de presentar los valores promedios más bajos de Chl-a, ($<1 \text{ mg m}^3$) mostró un comportamiento homogéneo y sus datos fueron los menos dispersos del golfo (no mostrado), lo que pudiera indicar que el bajo enriquecimiento biológico presente en las costas de la península forma parte de la riqueza biológica observada en la margen continental y región de las grande islas, la cual se exporta hacia la margen peninsular vía la alta dinámica de mesoescala observada en la zona profunda del golfo asociada con la formación y disipación de giros, meandros y filamentos (Figuroa *et al.*, 2002; Lluch-Cota, 2000).

La señal estacional que se presenta en el golfo tanto en variables físicas como biológicas (Figura 23), ha sido ampliamente documentada en trabajos anteriores (Lluch-Cota *et al.*, 2007). En cuanto a concentración pigmentaria, trabajos previos (Lluch-Cota, 2000) han documentado valores máximos en invierno y mínimos en verano. En este

estudio encontramos diferencias interesantes en la fase del ciclo, con los valores máximos en invierno-primavera (febrero-abril) y los mínimos en el verano (julio a septiembre). Sin embargo, cabe aclarar que existen dos diferencias entre las estimaciones del patrón que hacen la comparación inadmisibles, la primera es que se trata de dos periodos cortos (poco representativos en una climatología) y distantes (con posibles diferencias interdecadales), el de 1978 a 1986 (CZCS; Lluch-Cota 2000) y 1997 a 2006 (SeaWiFS), la segunda y principal es que Lluch-Cota (2000) basó su promedio únicamente en píxeles de la zona central mientras que en nuestro trabajo utilizamos todo el golfo.

El patrón principal de variabilidad interanual de la Chl-a (FEO_1) presenta una máxima variabilidad a lo largo de la margen continental y zona norte del golfo (Figura 26, panel izquierdo). El patrón interanual de la TSM, explicado en la sección anterior, fue asociado con la presencia de los eventos ENSO en el GC, principalmente durante el invierno, donde la alta variabilidad de la TSM está asociada con el afloramiento de aguas relativamente frías generadas por los procesos de surgencias y con la alta productividad biológica de esa región. Respecto a la zona norte del golfo, que también presenta una alta variabilidad interanual en la Chl-a, pareciera estar más relacionada con los procesos de mezcla por mareas, turbidez, e intercambio de agua.

Cuando utilizamos el MEI como el índice representativo de El Niño-La Niña y lo comparamos con la serie de amplitudes de la FEO_1 (Figura 26, panel inferior), encontramos una buena respuesta durante los periodos El Niño-La Niña ($R = 0.69$). La

tendencia paralela entre ambas series indica un papel importante del ENSO en la variación interanual de la Chl-a.

Behrenfeld *et al.*, 2006, utiliza los valores promedio de productividad primaria neta (PPN) de la región del Pacífico tropical para el período 1997-2005 y el índice MEI como el índice de los eventos ENSO ya que provee una representación integral de dichos eventos y las variables que utiliza, tanto oceánicas como atmosféricas, pueden tomarse como reguladores de la variabilidad climática a escala interanual. Asimismo, puede utilizarse para estudiar y entender las conexiones físico-biológicas (Beare and McKenzie, 1999) entre la variabilidad de la productividad biológica y los eventos interanuales a escala regional y de cuenca (ENSO's, PDO, etc.). Ellos reportaron una alta correlación entre la PPN y el MEI ($r^2 = 0.73$) observando que los incrementos de los valores del MEI son acompañados de una disminución en la PPN.

Estudios utilizando modelos numéricos sugieren que los cambios observados en los ecosistemas están más relacionados con variaciones del clima que con las variaciones en las propiedades de las variables biológicas (Behrenfeld *et al.* 2006). Los resultados obtenidos en este estudio muestran que la variabilidad de la Chl-a esta relacionada con las tendencias que presenta el CUI y la TSM como indicadores de productividad biológica y de variabilidad climática local; asimismo, su patrón de variabilidad interanual responde bastante bien a los eventos ENSO representados por el MEI como forzamiento remoto.

Las tendencias de largo período (inviernos menos veranos) del CUI, presentaron tendencias positivas en todos los casos, con un incremento de $\sim 31.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ durante los 18 años promedio analizados. Estos resultados deben tomarse con reservas considerando el error asociado al utilizar dos bases de datos de viento diferentes (MM5 y QuikSCAT) y a que solo seis meses por año se utilizan en el cálculo.

10. Conclusiones

10.1 Variabilidad de la TSM y la señal del ENSO

El análisis realizado en este estudio indica que los eventos ENSO son la principal fuente de variabilidad interanual en la TSM. Su patrón espacial sugiere que el mayor efecto de este forzamiento se ve reflejado en la variabilidad interanual de los eventos de surgencias inducidas por el esfuerzo del viento (probable interrupción y atenuación) a lo largo de la costa este del GC. Esta señal se hace más evidente durante los meses de invierno, lo que sugiere que la teleconexión atmosférica propia de este tipo de eventos induce un porcentaje mayor de la variabilidad interanual.

El ingreso de señales del ENSO al interior del golfo vía propagación de ondas costeras es observada en la variabilidad de verano éstas teóricamente se propagan con una velocidad de fase mayor, experimentando disipación y atenuación como consecuencia de la interacción con la topografía y la curvatura de la línea de costa. Con la resolución temporal utilizada inicialmente (meses), no fue posible observar en detalle la atenuación sufrida por este tipo de señales dado que teóricamente una onda costera recorre ambas costas del golfo en un período menor a un mes (Beier, 1997). Utilizando datos diarios de TSM generados por un modelo numérico ROM adaptado al golfo durante 1997, se observó con mayor detalle, la propagación a lo largo de ambas costas del golfo, no así la disipación, la cual creemos que es enmascarada por la intensa dinámica de mesoescala propia del golfo durante el período primavera-verano (giros, meandros y gradientes intensos de TSM).

10.2 Amplitud del ciclo anual de la TSM.

En el análisis de la variabilidad de la TSM se filtró adecuadamente el ciclo anual de los datos. En esta parte del estudio se retiene el ciclo anual y se analiza la variabilidad que experimentó durante el período 1984-2006, tratando de observar tendencias a lo largo del golfo. Los resultados indican que la amplitud del ciclo anual experimenta un incremento de $\sim 4^{\circ}\text{C}$ entre la boca del golfo y la zona al sur de la región de las grandes islas, la amplitud incrementó monótonicamente, presentando una discontinuidad en la región de las grandes islas, señalándola como zona independiente a los forzamientos de origen remoto. Su variabilidad interanual positiva se relacionó principalmente con los eventos La Niña, mientras que la negativa con los eventos El Niño.

Las FEOs resultantes de los datos ubicados a lo largo del transecto central mostraron una buena relación con el índice MEI, y baja con el PDO. La FEO₂, mostró una relación en fase pero correlacionada negativamente entre la zona sur y la zona norte del GC, lo cual representa la influencia de los eventos ENSO (principalmente en su fase fría) sobre la variabilidad interanual de las amplitudes observadas. El patrón resultante de variabilidad interanual para todo el golfo (FEO₁), presenta la mayor variabilidad al sur de la región de las grandes islas justo en la margen continental. Su serie de amplitudes temporales se ajusta bastante bien a los períodos ENSO considerados fríos (cálidos) representados por el MEI.

10.3 Variabilidad de la Chl-a y la señal del ENSO

El análisis de aproximadamente 9 años de variabilidad mensual de Chl-a indicó una buena relación con la variabilidad biológica representada por el CUI y con los eventos remotos asociados con el ENSO representados por el MEI ($R = 0.7$). La relación de la Chl-a con el forzamiento atmosférico local (CUI) se observó consistente con el ciclo anual promedio mientras que el patrón principal de variabilidad interanual se asemeja bastante al presentado por la TSM (Herrera-Cervantes *et al.* 2007), excepto para la zona norte y la región de las grandes islas donde las condiciones locales de variabilidad son más importantes que el forzamiento remoto, incluso el patrón de varianza interanual presenta una variabilidad similar en la zona norte respecto a la costa este y sur de las grandes islas. El remanente del fuerte evento de El Niño de 1997-1998 se observó como una reducción drástica de los valores de Chl-a y en un cambio de signo en la variabilidad representada por la serie de amplitudes temporales de la FEO₁, para posteriormente recuperarse durante el evento de La Niña 1999-2000 y decaer nuevamente durante el evento de El Niño 2002-2004. Kahru, *et al.* (2004) no observaron una respuesta directa de la Chl-a a los eventos ENSO en el centro del golfo y zona norte.

En la evolución temporal del índice MEI y el diagrama evolutivo de las anomalías interanuales costeras se destaca la propagación de señales asociadas a los eventos ENSO (El Niño-La Niña) y la atenuación que sufren al propagarse a lo largo de la margen peninsular. Estas señales transportadas al interior del golfo por ondas costeras tipo-Kelvin (Ripa, 1997) se ven fuertemente afectadas por las condiciones topográficas al llegar a la región de las grandes islas y a la zona norte para luego propagarse hacia el sur

a lo largo de las costas de la península de Baja California. Durante el periodo de 1998-99, el evento de La Niña promueve una mayor productividad en la costa continental del golfo al favorecer el afloramiento de nutrientes en la zona costera; sin embargo, los procesos por los cuales se produce esto son menos claros que para condiciones El Niño (Behrenfeld *et al.* 2006).

10. Recomendaciones

En este estudio se utilizaron diferentes fuentes de información satelital para analizar la variabilidad marina y atmosférica del Golfo de California, algunas no dieron los resultados esperados, uno de estos casos fue la utilización la base de datos atmosféricos derivados del North American Regional Reanalysis (NARR). Estos datos cuenta con una resolución espacial de 32 km cubriendo el dominio de Norteamérica, incluyendo gran parte de México (Mesinger, *et al.* 2006). Los datos se derivan del re-análisis global y de la asimilación de datos del modelo Eta del National Center for Environmental Prediction (NCEP) y es considerado una base de datos consistente, de alta resolución y alta frecuencia, sin embargo no reflejó la verdadera dinámica superficial del Golfo de California debido a que en el proceso de interpolación se exagera la influencia del océano Pacífico. Es decir, la resolución a la que se interpola no es la adecuada para las dimensiones de mares marginales como el Golfo de California.

Respecto a la utilización de datos derivados de modelación numérica (Temperatura Superficial del Mar), estos cuentan con la cobertura espacio-temporal adecuada para observar señales que ingresan al golfo y se propagan a lo largo de ambas costas. La desventaja de utilizar estos datos fue que reflejaron básicamente la dinámica de mesoescala del golfo (giros, meandros y filamentos), enmascarando la propagación de las señales asociadas con el forzamiento del océano Pacífico. En base a la teoría de ondas costeras (ondas de Kelvin) se pudo calcular la velocidad y propagación de señales generadas en la región ecuatorial y que se propagan a lo largo de las costas de Norteamérica, incluyendo al Golfo de California; sin embargo, no fue posible estimar la

disipación que sufren estas señales a partir de su ingreso, ni con los datos observados por sensores remotos ni con datos derivados de modelación numérica, recomendando realizar un esfuerzo adicional para generar un mayor número de muestreos de campo durante los eventos futuros de el ENSO en el Golfo de California.

Cuando busqué información referente a observaciones y trabajo de campo realizado durante 1997 en el Golfo de California, me encontré con un vacío de información, no así para otras regiones como las costas de Jalisco o la costa oeste de Norteamérica (California y Oregon) donde hubo una gran cantidad de trabajo de campo y coordinación por parte de instituciones educativas y de investigación para observar el evento de El Niño 1997. Por lo tanto considero recomendable promover ante las instituciones de educación superior de nuestro país y en particular de las que tradicionalmente han tomado al Golfo de California como un laboratorio natural (CICESE, CIBNOR, CICIMAR, UNAM, SEMAR, entre otras), la planeación sistemática de campañas oceanográficas multidisciplinaria para monitorear los próximos eventos de El Niño o La Niña.

11. Bibliografía

Alonso-Rodriguez R, F Páez-Osuna & Cortéz-Altamirano. (2000). Tropic conditions and stoichiometric nutrient balance in subtropical waters influenced by municipal sewage effluents in Mazatlán, Bay SE Gul of California. *Marine Pollution Bulletin* 40(4): 331-339.

Amador-Buenrostro, A., A. Trasviña-Castro, A. Muhlia-Melo, and M. A. Argote-Espinoza. 2003. Influence of EBES seamount and Farallón basin on coastal circulation in the Gulf of California, México. *Geofísica. Internacional*, 42, 407-418.

Álvarez-Borrego, S., N. A. Rivera, C. Gaxiola, M. J. Acosta y R. A. Schwartzlose. (1978). Nutrientes en el Golfo de California. *Ciencias Marinas*. 5(2): 53-71.

Alvarez-Borrego, S. and J. R. Lara-Lara. (1991). The physical environment and primary productivity of the Gulf of California, The Gulf and Peninsular Province of the Californias. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, B.R.T. Simoneit and J.P. Drophin 47: 555–567.

Álvarez-Borrego and Gaxiola-Castro, G (1988), Photosynthetic parameters of northern Gulf of California phytoplankton. *Continental Shelf Research*. 8: 37-47.

Baumgartner, T. R. and N. Christensen. (1985). Coupling of the Gulf of California to large-scale interannual climatic variability. *J. Mar Res.*, 43, 825–848.

Badan-Dangon, A. C. J. Koblinsky and T. Baungartner. (1985). Spring and summer in the Gulf of California: Observations of surface thermal patterns. *Oceanologica Acta*, 8: 13-22.

Bakun, A. (1973). Coastal upwelling indices, west coast of North America, 1946-71. NOAA Tech. Rep. NMFS, SSRF-671, 103 p.

Beier, E. (1997). A numerical investigation of the annual variability in the Gulf of California. *J. of Phys. Oceanogr.*, 27, 615-632.

Bernstein, R. L., L. Breaker and R. Whritener . (1977). California current eddy formation: Ship, air and satellite results. *Science*. 195: 353-359.

Berstein, R. L. and D. B. Chelton. (1985). Large-scale sea surface temperature variability from satellite and shipboard measurements. . *J. Geophys. Res.*, 90(C6):11619-11630..

Beare, D. J. and E. McKenzie. (1999). Connecting ecological and physical time-series: the potential role of changing seasonality. *Marine Ecology Progress Series* 178: 307-309.

Behrenfeld MJ, RT O'Malley, DA Siegel, CR McClain, JL Sarmiento, GC Feldman, AJ Milligan, PG Falkowski, RM Letelier & ES Boss. (2006). Climatic-driven trends in contemporary ocean productivity *Nature* 444: 752-755.

- Bjerknes, J. (1969). Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.* 97: 163-172.
- Castro, R. M. F. Lavín and P. Ripa. (1994). Seasonal heat balance in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 99: 3249-3261.
- Chelton, D. B., R. A. deSzoeko, M. G. Schlax, K. El Naggar and N. Siwertz. (1998). Geographical variability of the first-baroclinic Rossby radius of deformation. *J. Phys. Oceanogr.*, 28: 433-460.
- Cortés-Altamirano, R. and A. Núñez-Pasten. (1992). Doce años (1979-1990) de registros de mareas rojas en la Bahía de Mazatlán, Sin. México. *Anal. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología México* 19: 113-121.
- Davis, R. E. (1976). Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the north Pacific ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 6: 249-266.
- Dever, E. P. and C. D. Winant. (2002). The evolution and depth structure of shelf and slope temperatures and velocities during the 1997-1998 El Niño near Point Conception, California. *Prog. Oceanogr.* 54: 77-103.
- Dudhia, J. and J. F. Bresch. (2000): A global version of MM5. Tenth annual PSU/NCAR Mesoscale Model User's Workshop, Boulder CO. June 2000, 23-26.

Durazo R. and T. R. Baumgartner. (2002). Evolution of oceanographic condition off Baja California: 1997-1998. *Prog. Oceanogr.* 54: 7-31.

Emery, W. and K. Hamilton. (1985). Atmospheric forcing of interannual variability in the northeast Pacific ocean: Connections with El Niño. *J. Geophys. Res.*, 90: 857–868.

Espinosa-Carreón, T. L., T. P. Stub, E. Beier, F. Ocampo-Torres and G. Gaxiola-Castro. (2004). Seasonal and interannual variability of satellite-derived chlorophyll pigment, surface height and temperatura off Baja California. *Journal of Geophysical Research* 109(C3): CO3039.

Farfán, C. and S. Alvarez-Borrego. (1992). Zooplankton biomass of the northernmost Gulf of California. *Ciencias Marinas* 18: 17-36.

Fernández-Barajas, M. E., M. A. Monreal-Gómez, and A. Cruz-Molina. (1994), Thermoaline structure and geostrophic flow in the Gulf of California during 1992, *Cienc. Mar.*, 20: 267-286.

Figuroa, M., S. G. Marinone and M. Lavín. (2002). Geostrophic gyres of the Gulf of California. Submitted to *Ciencias Marinas*. Jan, 21, 2002.

Filonov, A. and I. Tereshchenko. (2000). El Niño 1997-1998 monitoring in mixed layer at the Pacific ocean near Mexico's west coast. *Geophys. Res. Lett.*, 27: 705–707.

Filloux, J.H. (1973). Tidal patterns and energy balance in the Gulf of California. *Nature* 243(5404): 217-221.

Fu, L. and B. Holt. (1984). Internal waves in the Gulf of California: Observations from a spaceborne radar. *J. Geophys. Res.* 89(C4): 2053-2060.

Gallaudet, T. C. and J. J. Simpson. (1994). An empirical orthogonal function análisis of remotely sensed sea surfaced temperatura variability and its relations to interior oceanic processes off Baja California. *Remote Sens. Environmental.* 47: 374-389.

Gaxiola-Castro, G., S. Alvarez-Borrego, M. F. Lavín, A. Zirino and S. Nájera-Martínez. (1999). Spatial variability of the photosyntetic parameters and biomass of the Gula of California phytoplankton. *Journal of Plankton Research* 21(2): 231-245.

Gill, A. E. (1982): *Atmosphere -Ocean Dynamic*. Academic Press, 662 pp.

Gutiérrez, G. y J. I. González. (1999). Predicciones de mareas de 1990: estaciones oceanográficas del CICESE, informe técnico OC-89-01. CICESE, Ensenada.

Harms, S., and C.D. Winant. (1994). Synthetic Subsurface Pressure Derived from Bottom Pressure and Tide Gauge Observations. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 11: 1625–1637.

Herrera-Cervantes, D. B. Lluch-Cota, S. E. Lluch-Cota and G. Gutiérrez-de-Velasco S. (2007). The ENSO signature in the Gulf of California using sea surface temperature. *Journal of Marine Research.* 65: xxxx.

Higgins, R. W., Y. Chen and A. V. Douglas. (1999). Interannual variability of the North America warm season precipitation regime. *Journal of Climate.* 12 : 653- 680.

Huato-Soberanis, L. and D. Lluch-Belda. (1987). Mesoscale cycles in the series of environmental indices related to the sardine fisheries in the Gulf of California. *California Cooperative Oceanic Fisheries Investigation Reports* 28: 128-134.

Jaques, D. L., C. S. Strong and T. W. Keeney. (1996). Brown pelican roosting patterns and responses to disturbance at Mugu lagoon and other nonbreeding sites in the southern California bight, Tech. Rep. 54, 63 p., U.S. Department of the Interior, National Biological Service, Cooperative Park Studies Unit, The University of Arizona, Tucson, Arizona.

Jiménez-Pérez, L.C. and J.R. Lara-Lara. (1988). Zooplankton biomass and copepod community structure in the Gulf of California during the 1982–1983 El Niño event. *CalCOFI Report*, 12: 122–128.

Kahru, M., S. G. Marinone, S. E. Lluch-Cota, A. Parés-Sierra, and B. G. Mitchell. 2004. Ocean-color variability in the Gulf of California: Scales from days to ENSO. *Deep-Sea Res. II*, 51: 139–146.

Kelly, K. A.. (1985). The influence of winds and topography on the surface temperature patterns over the northern California slope. *J. Geophys. Res.* 90: 11783-11798.

Lavaniegos-Espejo B. E. and J. R. Lara-Lara. (1990). Zooplankton of the Gulf of California after the 1982-1983 El Niño event: Biomass distribution and abundance. *Pacific Science*. 44(3): 297-310.

Lavín, M. F, Beier, E. y Badan, A. (1997). Contribuciones a la Oceanografía Física en México. Unión Geofísica Mexicana. Monografía No. 3. pp. 272

Lavín, M.F., E. Palacios-Hernandez, and C. Cabrera. (2003). Sea surface temperature anomalies and trend in the Gulf of California. *Geofísica Internacional*. Special volume: Effects of El Niño in México. 42: 363–375.

Leterme, S. C. and R. D. Pingree. (2005). The Gulf Stream, rings and North Atlantic eddy structures from remote sensing (Altimeter and SeaWiFS). *Journal of Marine Systems*. 69: 177-190.

Lagerloef, G. S., and R. L. Bernstein. (1988). Empirical orthogonal function analysis of Advanced very high Resolution Radiometer surface temperature patterns in the Santa Barbara Channel. *Journal of Geophysical Research* 93(C6): 6863–6873.

Legeckis, R. and W. Pichel. (1983). Monitoring of long waves in the eastern equatorial Pacific 1981-1983 using satellite multichannel sea surface temperature charts, NOAA Tech. NESDIS 8, 19pp.

Lluch-Belda, D., F. J. Magallon and R. A. Schwartzlose. (1986). Large fluctuations in the sardine fishery in the Gulf of California: Possible causes. *California Cooperative Oceanic Fisheries Investigation Reports* 27: 136-140.

Lluch-Cota, S. E. (2000). Coastal upwelling in the eastern Gulf of California. *Oceanologica Acta*, 23: 731–740.

Lluch-Cota, D. B., W. S. Wooster, and S. R. Hare. (2001). Sea surface temperature variability in coastal areas of the northeastern Pacific related to the El Niño-Southern Oscillation and Pacific Decadal Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 28: 2029–2032.

Lluch-Cota, S. E., E. A. Aragón-Noriega, F. Arreguin-Sánchez, D. Aurióles-Gamboa, J. Bautista-Romero, R. C. Brusca, R. Cervantes-Duarte, R. Cortéz-Altamirano, P. Del-Monte-Luna, A. Esquivel-Herrera, G. Fernández, M. E. Hendrickx, S. Hernandez-Vázquez, H. Herrera-Cervantes, M. Kahru, M. Lavin, D. Lluch-Belda, D. Lluch-Cota, J. Lopez-Martínez, S. G. Marinone, M. O. Nevárez-Martínez, S. Ortega-García, E. Palacios-Castro, A. Parés-Sierra, G. Ponce-Díaz, M. Ramírez-Rodríguez, C. A. Salinas-Zavala, R. A. Schwartzlose, A. P. Sierra-Beltrán. (2007). The Gulf of California: Review of ecosystem status and sustainability challenges. *Prog. Oceanogr.*, doi: 10.1016/j.pocean.2007.01.013.

Lobell, M. J. (1942). Some observations on the Peruvian coastal current. *EOS Transactions AGU* 23: 332-336.

Lorenz, E. N. (1959). Empirical Orthogonal Functions and statistical weather predict. Science Report No. 1. Statistical forecasting Project, Mass. Inst. Tech., Department of Meteorology, Cambridge, Mass., 49pp.

Magaña, V. (1999). Los impactos de El Niño en México. Centro de ciencias de la atmósfera. Universidad Autónoma de México. Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología. Primera edición. México, D. F. 228 pp.

Marinone. S. G. (1988). A note on non-seasonal variability in the central Gulf of California. *Ciencias Marinas*, 115: 887–913.

Marinone, S. G. (1988). Geostrophic flow in the Guaymas basin, central Gulf of California. *Continental Shelf Research*. 8: 159-166

Marinone, S. G. (1998). Effect of the topographic stress on the tide and wind induced residual circulation in the Gulf of California. *J. of Geop Res.*, 103: 18437-18446. S.

Marinone, S. G. (2003). A three dimensional model of the mean and seasonal circulation of the Gulf of California. *J. Geop. Res.*, 108(C10), 3325, doi: 10.1029/2002JC001720.

Marinone, S. G., O. Q Gutiérrez, and A. Parés-Sierra. (2004). Numerical simulation of larval shrimp dispersion in the northern region of the Gulf of California. *Estuarine, Coastal, and Shelf Sciences*, 60(4): 611-617.

Martínez, J. A. and J. S. Allen. (2003). A model study of coastal trapped wave propagation in the Gulf of California. Part 1: Response to remote forcing. *Journal of Physical Oceanography*. 34: 1311-1331.

McClain, E. P., W. G. Pichel, and C. Walton. (1985). Comparative performance of AVHRR based multichannel sea surface temperature. *J. Reophys. Res.* 90(C6): 11587-11601.

Merrifield, M. A., and C. D. Winant. (1989). Shelf circulation in the Gulf of California. A description of the variability. *J. Geophys. Res.* 94(C12): 18133-18160.

Mesinger, F. G. DiMego, E. Kalnay, K. Mitchell, P. C. Shafran, W. Ebisuzaki, D. Jovic, J. Wollen, E. Rogers, E. Berbery, M. B. Ek, Y. Fan, R. Grumbine, W. Higgins, H. Li, Y. Lin, G. Manikin, D. Parrish and W. Shi. 2006. North American Regional Reanalysis. American Meteorological Society. 343-360.

Murphy, R. C. (1926). Oceanic and climatic phenomena along the west coast of South America during 1925. *Geophysical Review*. 16: 25-54.

Neelin, J. D. *et al.*, (1998). ENSO theory. *J. Geophys. Res.* 103: 14262-14290.

Nevárez-Martínez, M. O. (1990). Producción de huevos de sardina monterrey (*Sardinops sagax caeruleus*) en el Golfo de California, una evaluación y crítica. Tesis de Maestría, CICESE, Ensenada, B. C. México. 144 pp.

Nevárez-Martínez, M. O., D. Lluch-Belda, M. A. Cisneros-Mata, J. P. Santos-Molina, M. D. L. A. Martínez-Zavala and S. E. Lluch-Cota. (2001). Distribution and abundance of the Pacific sardine (*Sardinops sagax*) in the Gulf of California and their relation with the environment. *Progress in Oceanography* 49: 565-580.

North, G. R., T. L. Bell, R. F. Calahan, and F. J. Moeng. (1982). Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Mon. Weath. Rev.*, 110: 699–706.

Paden, C. A., C. D. Winant, and M. Abbott. (1991). Tidal and atmospheric forcing of the upper ocean in the Gulf of California 1. Sea surface temperatures variability. *J. Geophys. Res.*, 96, 18337–18359.

Palacios-Hernández, E. Beier, M. F. Lavín and P. Ripa. (2002) The Effect of the Seasonal Variation of Stratification on the Circulation of the Northern Gulf of California. *Journal of Physical Oceanography*. 32: 705-728.

Parés-Sierra, A. and J.J. O'Brien. (1989). The seasonal and interannual variability of the California Current System: A numerical model. *J. Geophys. Res.*, 93: 3159–3180.

Parés-Sierra, A., A. Mascarenhas, S. G. Marinone, and R. Castro. (2003). Temporal and spatial variation of the surface winds in the Gulf of California. *Geophys. Res. Lett.*, 30: 451–454.

Peixoto, J.P. and A. H. Oort. (1992). *Physics of climate*. American Institute of Physics, 520 pp.

Preisendorfer, R. W., F. W. Zwiers and T. P. Barnett. (1981). *Foundations of Principal Components Selections rules*. 192 pp. Scripps Institutions of Oceanography, University of California, La Jolla.

Preisendorfer, R. W. (1988). *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography*. NOAA- Pacific Marine Environmental Laboratory, Seattle, Washington, U. S. A.. ELSEVIER .

Pullen P. E., R. L. Bernstein, and D. Halpern. (1987). Equatorial long-wave characteristics determined from satellite sea surface temperature and in-situ data. *J. Geophys. Res.* 92(C1): 742-748.

Quinn, W. V. T. Neal and S. E. A. Mayolo. (1987). El Niño occurrences over the past four and half centuries. *J. Geophys. Res.* 92: 14449-14461.

Reyes, C. and M. Lavín. (1997). Effects of the autumn-winter meteorology upon the surface heat loss in the Northern Gulf of California. *Atmósfera* 10: 101-123.

Ripa, P. (1997). Toward a physical explanation of the seasonal dynamics and thermodynamics of the Gulf of California. *Journal of Physical Oceanography.* 27: 597–614.

Ripa, P. (1990). Seasonal circulation in the Gulf of California. *Ann. Geophys.* 8: 559-564.

Ripa, P. (1993). Conservation laws for primitive equations models with inhomogeneous layers. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.* 70: 85-111.

Robles J. M. and S. G. Marinone. (1987). Seasonal and interannual thermohaline variability in the Guaymas Basin of the Gulf of California. *Cont. Res. Sci.*, 7: 715–733.

Ropelewsky, C. F. and M. S. Halpert. (1989). Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. *J. Climate*, 2: 268-284.

Ryan, H. F. and M. Noble. (2002). Sea level response to ENSO along the central California coast: how the 1997-1998 event compares with the historic record. *Prog. Oceanogr.* 54: 149-169.

Santamaria-del-Angel, E. and S. Alvarez-Borrego. (1994). Gulf of California biogeographic regions based on coastal zone color scanner imagery. *J. Geophys. Res.*, 99: 7411–7421.

Sánchez-Velasco L., B. Shirasago, M. A. Cisneros-Mata and C. Ávalos-García. (2000). *Journal of Plankton Research*. 22(8): 1611-1618.

Soto-Mardones, L., S. G. Marinote, and A. Parés-Sierra. (1999). Time and spatial variability of sea surface temperature in the Gulf of California. *Ciencias Marinas*, 25: 1–30.

Strub, P. T. and James, C. (2002). Altimeter-derived surface circulation in the large-scale Pacific gyres. Part 2: 1997–1998 El Niño anomalies. *Prog. Oceanogr.* 53: 185–214.

Suplee, C. (1999) El Niño y La Niña, el círculo vicioso de la naturaleza. National Geographic. Marzo 3: IV. 73-95-

Trenberth, K. E. (1997). The definition of El Niño. Bull Am Meteorol. Soc. 78: 2771-2777.

Thunell, R. (1998). Seasonal and annual variability in particle fluxes in the Gulf of California: A response to climate forcing. Deep-Sea Res. I, 45: 2059–2083.

Tribbia J.J. (1991). The rudimentary theory of atmospheric teleconnections associated with ENSO, *in* Teleconnections linking worldwide climate anomalies. Scientific basis and societal impacts, M. H. Glantz, R.K. Waltz, N. Nicholls (Ed), Cambridge University Press, New York, U.S.A., 285–307.

Valdez-Holguín, J. E. (1986). Distribución de la biomasa y productividad del fitoplancton en el Golfo de California durante el evento de El Niño 1982–1983, M.S. Thesis Cent. de Invest. Cient. y Educ. Super. de Ensenada, Ensenada, Baja California, Mexico, 90 pp.

Valdez-Olguín, J. E. and J. R. Lara-Lara. 1987. Productividad primaria en el Golfo de California: efectos de El Niño 1982-1983. Ciencias Marinas 13: 34-50.

Wang, C. and P. C. Fiedler. (2006). ENSO variability and the eastern tropical Pacific: a review. Progress in Oceanography. 69: 239-266.

Wooster, W.S. and A.B. Hollowed. (1995). Decadal scale variations in the eastern subarctic Pacific. I. Winter ocean conditions. Climate change and northern fish populations, R. J. Beamish (Ed), Canadian Special Publication of Fisheries Aquatic Sciences, 121: 81–85.

ANEXO 1

Funciones Empíricas Ortogonales

Funciones Empíricas Ortogonales

Las Funciones Empíricas Ortogonales (FEO's) o Componentes Principales (CP's) se definen como los ejes principales de la matriz de covarianza que se forma con los datos que se están analizando, cuando se ordenan por eigenvalores (valores característicos), representan el patrón dominante de la varianza contenida en los mismos, por lo tanto los datos pueden ser representados como una combinación lineal de las eigenfunciones o funciones características, F_n con los coeficientes o amplitudes a_n , obtenidos por proyección de los datos sobre cada función.

Primero definimos a $T(t, x)$ como la secuencia de todas las imágenes (NT) de promedio mensual utilizadas, con $N = 57 \times 15$ celdas o puntos en el espacio (x) y representadas como

$$T(t, x) = \{Ti\}, \quad i = 1, 2, \dots, NT, \quad (1)$$

Donde Ti define a la i -ésima imagen en $T(t, x)$ y $\{Ti\}$ consiste de NT promedios mensuales de N puntos en el espacio cada una. Así, para aplicar la técnica de Las FEO's requerimos ordenar los datos en una matriz de $NT \times N$, donde cada renglón representa un paso de tiempo Ti y N el número de puntos en el espacio.

Ya que el objetivo de las FEO's es describir la variabilidad de T , se recomienda eliminar previamente el promedio temporal de los datos como:

$$T'(t, x) = T(t, x) - \frac{1}{NT} \sum_{j=1}^{NT} T(t_j, x) \quad (2)$$

En la mayoría de los datos derivados de imágenes de satélite, el número de pasos de tiempo NT en la secuencia $T(t, x)$ es menor al número de puntos en el espacio N (en este estudio $NT = 252$ y $N = 424$ para 21 años de TSM). Por esta razón las FEO's se calculan a partir de una matriz de covarianzas, Cx con dimensiones $NT \times NT$ definida como

$$Cx = \frac{1}{NT} [T'(t, x)] \cdot [T'(t, x)]^t \quad (3)$$

La descomposición de las FEO's se calculan a partir de resolver la ecuación de eigenvalores definida como

$$T_s'(x, t) = \sum_{n=1}^{NT} a_n(t) \cdot F_n(x) \quad (4)$$

$$a_n(t) = \sum_{x=1}^N T_s'(x, t) \cdot F_n(x) \quad (5)$$

donde las $F_n(x)$ son las eigenfunciones ortogonales o patrones espaciales de variabilidad y la $a_n(t)$ representan la serie de amplitudes temporales de cada eigenfunción. Para resolver el problema de eigenvalores definimos la siguiente ecuación

$$Cx \cdot F_n(x) = \lambda \cdot F_n(x) \quad (6)$$

donde λ son los eigenvalores de la matriz de covarianzas Cx . La eigenfunción dominante o primer modo (la función con el mayor eigenvalor), representará un porcentaje mayor de la varianza temporal, comúnmente asociada con la señal estacional de los datos el segundo modo de variabilidad será perpendicular (ortogonal) a la respuesta estacional del sistema. La serie de amplitudes temporales a_n

(*t*) de cada eigenfunción puede ser comparada con otras variables o con índices de variabilidad climática (Davis, 1976).

Cuando se quiere analizar fenómenos de mesoescala tales como frentes, giros y meandros, Largeloef y Bernstein, 1988 y Gallaudet, T. C. y J. Simpson, 1994 sugieren eliminar también el promedio espacial de los datos. En nuestro caso no estamos interesados en analizar fenómenos de mesoescala por lo tanto, eliminaremos el promedio temporal de nuestros datos como se expresa en la ecuación 2. Después normalizamos las series con su desviación estándar para posteriormente calcular la matriz del producto promedio o de covarianzas, Cx representada por la ecuación 3.

El porcentaje de la varianza (σ_n) representada por la n -ésima eigenfunción $F_n(x)$ esta relacionada con el eigenvalor (λ_n) de la matriz de covarianzas por la siguiente expresión

$$\sigma_n = \frac{\lambda_n}{\sum \lambda_m} \times 100 \quad (7)$$

Anexo 2

Algoritmo MCSST

El algoritmo MCSST utiliza la información de los diferentes canales del sensores de infrarrojo AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) instalados a bordo de para calcular la TSM y corregir la atenuación atmosférica debida al vapor de agua presente en la atmósfera durante los “pasos” del satélite. Este algoritmo es descrito en detalle y es de la forma:

$$MCSST = aT_4 + b(T_4 - T_5) + c(T_4 - T_5) \cdot (\sec\theta - 1) + d \quad (4)$$

Donde T_4 y T_5 son las temperaturas de los canales 4 y 5 del sensor en °C, θ es el ángulo del zenit del satélite y a , b , c y d son constantes relacionadas con la Tabla 2:

Tabla 2. Valores de las constantes utilizadas en el cálculo de la TSM en base al algoritmo MCSST para los satélites NOAA12 y NOAA14.

Satélite	Pasos	a	b	c	d
NOAA12	Matutino	0.963563	2.579211	0.24598	263.006
	vespertino	0.967077	2.384376	0.480788	263.94
NOAA14	Matutino	1.017342	2.139588	0.779706	278.43
	Vespertino	1.029088	2.275385	0.752567	282.24

Anexo 3

Cálculo del Índice de Surgencias Costeras

El esfuerzo del viento fue estimado usando la siguiente expresión matemática;

$$\boldsymbol{\tau} = \rho C_d |\mathbf{V}| \mathbf{V} \quad (1)$$

donde $\boldsymbol{\tau}$, es el vector esfuerzo del viento, ρ representa la densidad del viento (considerada como constante con un valor de $0.0012 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$), C_d representa el coeficiente de arrastre (considerado como constante con un valor de 0.00013), \mathbf{V} es el vector velocidad del viento. Las componentes de $\boldsymbol{\tau}$ fueron calculadas previa rotación de las componentes u , v del viento a lo largo del eje del golfo y el transporte neto estimado para la capa de mezcla ($\sim 70 \text{ m}$, para el golfo) se calculó en base a la siguiente ecuación representando el transporte de Ekman (\mathbf{M}).

$$\mathbf{M} = (1/f) \cdot \boldsymbol{\tau} \times \mathbf{k}, \quad (2)$$

donde \mathbf{k} , es el vector unitario dirigido en la dirección vertical, asociado con el esfuerzo del viento, f es el parámetro de Coriolis (\sim de 6.8×10^{-5} para la parte central del GC). Con lo anterior podemos estimar el volumen de agua que es transportado hacia aguas profundas perpendicular a la costa, utilizando la componente M_x (con x normal a la costa) y este a su vez es proporcional al volumen de agua de afloramiento o de surgencia, tomamos al CUI como el valor negativo de M_x ($\text{CUI} = -M_x$). La Figura 5 muestra la representación vectorial del viento generada en base a datos Quikscat (1999-2006) junto con su respectivo índice de surgencias (CUI).

Anexo 4

Valores observados durante 1997, utilizados en el cálculo de la velocidad de fase (C_i) y el Radio de deformación de Rosby (R_0)

Tabla 4. Valores de velocidad de fase (C_l) y Radio de deformación de Rossby (Ro) calculados en base a datos observados a lo largo de la costa del Pacifico (10°N-40°N) y reportados por diferentes autores.

Lat-N	f -coriolis ($s^{-1} \cdot 10^{-4}$)	Capa de Mezcla(m)	C_l ($km\ day^{-1}$)	Ro (km)	Reference
10 °	0.253	35	85	34	Chelton, 97, W. S. Kesler, 2006
19 °	0.474	40	123	36	Filonov, 1999
23° GC	0.570	90	145	30	Amador, et al. 2001
28 ° GC	0.684	80	140	23	Beier, 1997
31° GC	0.751	70	140	20	Beier, 1997
28 °	0.684	70	83	14	Durazo y Baungartner, 2002
34°	0.815	30	60	11	Daven y Winnan, 2002
37°	0.877	40	65	8	H. F. Ryan, 2002, Chelton, 97