

# MARCO AMBIENTAL

*Oceanografía Física*



# Una climatología de la temperatura de la superficie del mar de las aguas adyacentes a las costas de Jalisco, Colima y Michoacán, México: 1996-2003

Artemio Gallegos<sup>\*</sup>  
Ranulfo Rodríguez<sup>\*</sup>  
Erik Márquez<sup>\*\*</sup>  
Raymundo Lecuanda<sup>\*</sup>  
Jorge Zavala-Hidalgo<sup>\*\*\*</sup>

## Resumen

Se analizaron 2 300 imágenes satelitales de temperatura de la superficie del mar de una franja del océano de 500 km de ancho, paralela a la costa, desde Cabo Corrientes, Jalisco, hasta Lázaro Cárdenas, Michoacán, de enero de 1996 a diciembre de 2003. Los resultados de este análisis muestran un gradiente térmico promedio de norte a sur de 0.05 °C por cada 10 km y una banda de 30 km de ancho de agua superficial relativamente fría, a lo largo de la costa. Muestran también, en la evolución anual de la temperatura de la superficie del mar, un notable descenso de 1.8 °C de agosto a septiembre, seguido de un ascenso equivalente, de septiembre a octubre, en los ocho años registrados. Este mínimo relativo de temperatura se explica por el intenso intercambio de energía en la interfase océano-atmósfera, que sucede durante la etapa culminante de la temporada de huracanes del océano Pacífico oriental y que consiste de una transferencia de calor del estrato superficial del mar a la atmósfera de 2.77 w m<sup>-2</sup> por cada metro de profundidad del estrato mezclado. El calentamiento ulterior ocurre cuando regresan las condiciones de días calmos, soleados y despejados, que favorecen el incremento de la radiación neta y la estratificación térmica, así como la posible invasión de agua de superficie de la “alberca caliente” del Pacífico mexicano, localizada justo al sur del área de estudio. Este drástico proceso local de enfriamiento-calentamiento no había sido documentado antes. La presente climatología de la temperatura de

la superficie del mar para esta región oceánica sirve como marco de referencia para advertir, en los datos térmicos de la imaginería satelital actual, fluctuaciones interanuales asociadas a episodios como El Niño y tendencias inherentes al cambio climático global, cuyos efectos locales pudieran vulnerar el rendimiento de la industria pesquera regional.

**Palabras clave:** Temperatura de la superficie del mar, climatología, imágenes satelitales, interacción océano-atmósfera, Pacífico tropical mexicano, zona costera.

## Introducción

La actividad pesquera industrial, artesanal y deportiva que se realiza en las aguas oceánicas contiguas a los estados ribereños de Jalisco, Colima y Michoacán, además de contribuir de manera importante a la nutrición de las poblaciones locales, mantiene un buen nivel de empleo de mano de obra y genera una demanda significativa de servicios técnicos y comerciales en su área de influencia económica.

Como toda industria dependiente de un recurso vivo, la pesquera tiene sus altibajos. Acontecen épocas buenas y épocas malas que se expresan en términos de la relación “esfuerzo/rendimiento”, cuyas repercusiones socioeconómicas exigen la atención responsable de diversos sectores gubernamentales y privados. Tales fluctuaciones están subordinadas a causas diversas, algunas relacionadas con irregularidades del mercado de los productos pesqueros. No menos importantes son las variaciones naturales del medio ambiente que se manifiestan en las condiciones físicas del mar, tales como alteraciones en la circulación costera de las corrientes marinas y cambios en la temperatura del agua de mar.

La temperatura de la superficie del mar (TSM) es un atributo físico-ambiental cuya variabilidad respon-

\* Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM, Ciudad Universitaria, Coyoacán 04510, México, DF, gallegos@mar.icmyl.unam.mx, ranulfo@mar.icmyl.unam.mx

\*\* Instituto Nacional de la Pesca, SAGARPA, Pitágoras 1320, Benito Juárez 03310, México, DF, erik\_marquez@yahoo.es

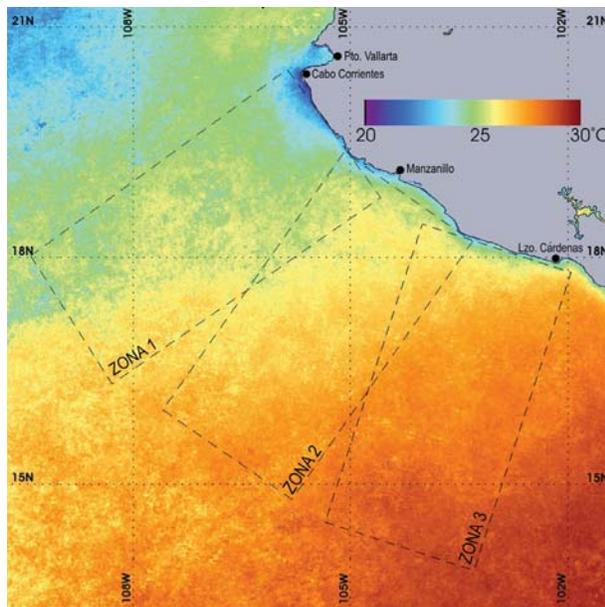
\*\*\* Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM, Ciudad Universitaria, Coyoacán 04510, México, DF, jzavala@atmosfera.unam.mx

de a cambios en el estado termodinámico del estrato del mar que mayor intercambio energético tiene con la atmósfera. Los flujos locales de calor en esta interfase océano-atmósfera, como son la radiación neta, la evaporación, la lluvia y la conducción térmica, así como los intercambios mecánicos de calor (advección, abordamiento y mezcla vertical turbulenta), determinan el valor de la TSM. Ésta se pueda medir con radiómetros instalados en satélites (Maul, 1985) y se registra de manera frecuente, cubriendo grandes extensiones de la superficie del océano. Con esta tecnología se han construido en diversos países bancos de información de la TSM, con los que se dio paso al nacimiento a la Oceanografía Satelital. El análisis de los datos de la TSM de una región dada conduce al descubrimiento de fenómenos oceánicos que tienen una expresión térmica en la superficie del mar y cuya caracterización es valiosa para conocer y entender procesos físicos fundamentales de la Oceanografía Física regional.

Con esta premisa se analizó un conjunto de 2 300 imágenes satelitales de la TSM de la región oceánica frente a las costas de Jalisco, Colima y Michoacán (Fig. 1), para producir su climatología en esta zona geográfica. En este propósito está implícito el descubrimiento y el examen de los cambios de la TSM, es decir, el conocimiento, la descripción y el estudio de las fluctuaciones de esta variable oceanográfica de importancia ambiental, con respecto a una condición

Figura 1

Área de Estudio. TSM promedio del periodo 1996-2003



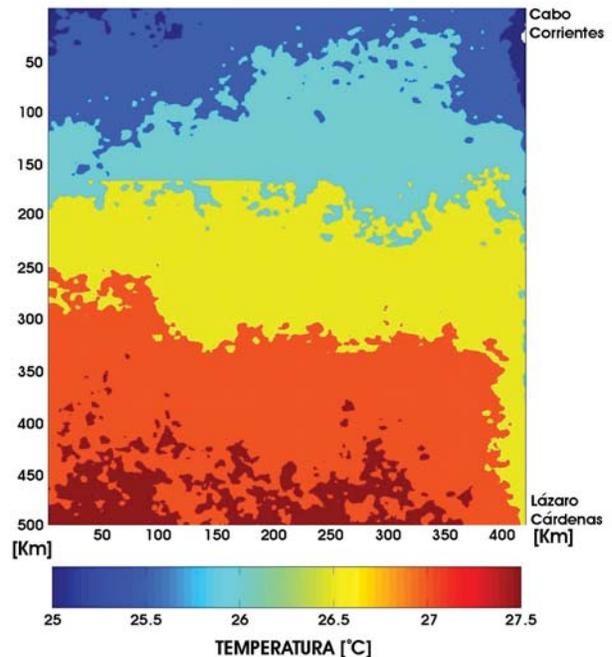
Se delimitan la ubicación y extensión geográficas de las Zonas 1, 2 y 3.

promedio de referencia. Todo esto exclusivamente a partir de las imágenes de satélite de un banco de información de acceso público (BITS-MEX, 2003) y acotadas al área de estudio de interés.

El promedio de esta información de la TSM, concentrado en una sola distribución geográfica, se denomina *estado base* y se utiliza en los estudios de climatología oceánica como el elemento estadístico de referencia para describir y valorar diversas características cualitativas y cuantitativas de la evolución anual de dicha temperatura. En el presente caso el estado base muestra que el área de estudio mantiene dos condiciones dominantes. La primera es una distribución térmica en la que la TSM crece en una dirección paralela a la costa, a razón de 0.05 °C por cada 10 km, desde Cabo Corrientes, Jalisco, hasta Lázaro Cárdenas, Michoacán. La segunda es que a lo largo de la costa persiste una franja contigua, de alrededor de treinta kilómetros de ancho, de agua relativamente más fría (Fig. 2).

Figura 2

TSM promedio del periodo 1996-2003 de las Zonas 1, 2 y 3



El margen derecho corresponde al límite contiguo a la costa de las tres zonas. El extremo superior derecho corresponde a Cabo Corrientes, Jalisco y el extremo inferior derecho a Lázaro Cárdenas, Michoacán.

Se promediaron por grupo los meses correspondientes de cada año, de 1996 a 2003. Así, el promedio de los ocho enero en este periodo es el “enero típico”

y la sucesión de los promedios de cada uno de los “meses típicos” produjo el “año típico”, que representa la evolución anual promedio de la TSM del periodo 1996-2003. Esta referencia sirve para calcular y ponderar el tamaño relativo de las fluctuaciones de la TSM estadísticamente significativas y que resulta de comparar los meses típicos con los meses individuales. Tal procedimiento permite la detección oportuna de cambios marino-ambientales, incluyendo los que pudieran resultar adversos al rendimiento de la industria pesquera regional.

La evolución del año típico de la TSM en el área de estudio exhibe dos rasgos principales. El primero reconoce que el enfriamiento de las aguas de superficie es mayor en la porción norte que en la porción sur del área de estudio. El segundo rasgo establece que un enfriamiento de 1.8 °C de agosto a septiembre precede a un calentamiento de la TSM de la misma magnitud, de septiembre a octubre. Este proceso local de enfriamiento-calentamiento no ha sido documentado anteriormente ni se tiene noticia de que haya sido descrito de manera explícita como uno de los rasgos característicos del área aquí estudiada.

## Métodos y materiales

El presente trabajo comprende las aguas oceánicas adyacentes a las costas de Jalisco, Colima y Michoacán, desde Cabo Corrientes, Jalisco, hasta Lázaro Cárdenas, Michoacán (Fig.1). Esta región se encuentra al sur de la boca del Golfo de California y al este de la zona de confluencia de la Corriente de California con el inicio de la Corriente Norecuatorial del Océano Pacífico (Wyrtki, 1965; Gallegos *et al.*, 1988; Badan-Dangon, 1998). Colinda con la porción norte de la “alberca caliente” del océano Pacífico tropical nororiental, definida como la región oceánica dentro de la isoterma de 28 °C y se distingue por ser un área geográfica en la que ocurre un intenso intercambio termodinámico entre el océano y la atmósfera, particularmente en verano y otoño, periodos durante los cuales se desarrolla la temporada de huracanes (Magaña *et al.*, 1999; Trasviña *et al.*, 1999).

La mayor parte de la actividad pesquera de los estados ribereños se realiza dentro de los límites de la Zona Económica Exclusiva de México (ZEEM). Por ello se decidió incorporar en la presente climatología de la TSM, una zona que cubre sobradamente la ZEEM de esta región. Para precisar los resultados estadísticos de este trabajo, se dividió el área de estudio en tres rectángulos de igual tamaño cada uno (500 x 250 km), con su lado largo perpendicular a la costa (Fig. 1). El que queda frente a las costas de Jalisco es referido como Zona 1;

el de enfrente a las costas de Colima es la Zona 2 y el que se sitúa frente a Michoacán, la Zona 3.

El área de estudio es también la extensión marítima en la que se lleva a cabo la mayor actividad de la pesca comercial y deportiva, cuyos beneficios tributan a la economía de los estados ribereños. La superficie total de las tres zonas mencionadas es de aproximadamente 375 000 km<sup>2</sup>. Esta extensión geográfica es pequeña comparada con las dimensiones del Pacífico tropical mexicano, pero el examen de la climatología de su TSM contribuye al entendimiento de los efectos potenciales que las tendencias y fluctuaciones térmicas interanuales pudieran tener en el rendimiento de las actividades pesqueras en una región más grande. Las características ambientales generales del área de estudio, en sus aspectos meteorológico y oceanográfico se describen con amplitud en otros capítulos de este mismo libro.

El material básico utilizado para la realización del presente estudio climatológico se tomó del Banco de Información de la Temperatura de la Superficie de los Mares de México (BITS-MEX, 2003), que es un acervo de imágenes de satélite de la TSM. Una información más amplia y detallada sobre los aspectos fundamentales de las imágenes se puede encontrar en la página electrónica de la Internet [<http://tsunami.icmyl.unam.mx>] sitio en donde se proporcionan las especificaciones técnicas generales y algunas aplicaciones particulares de las mismas, o bien en Maul (1985) o en Gallegos *et al.* (1996).

Se procesaron 2 300 imágenes de satélite de la TSM de este acervo, que corresponden a un mismo número de pasos nocturnos del satélite NOAA 14 sobre el área de estudio (Tabla 1), con el propósito de formar las composiciones (promedios) mensuales para cada año del periodo 1996-2003.

Como primer paso para construir la presente climatología se elaboraron las imágenes que corresponden a los promedios mensuales de la TSM para el periodo de los ocho años de observaciones. Con éstas se obtuvieron los meses típicos, es decir, las imágenes que resultan de promediar los ocho enero, los ocho febrero, etc. Por ejemplo, enero típico es el promedio de los ocho enero de este periodo y concentra la información de la TSM contenida en 201 imágenes satelitales, según se indica en la *tabla 1*. Con este procedimiento se produjeron y analizaron los 12 meses típicos para cada zona en la que se dividió el área de estudio (Fig. 1). En los párrafos siguientes la palabra “mes” se usará para referirse a un “mes típico”, a menos que se especifique lo contrario.

Cada mes corresponde, en sentido numérico, a una matriz de números reales (los valores de la TSM), que se compone de 208 filas y 416 columnas y que integra 86 528 píxeles de información radiométrica

Tabla 1  
Número de imágenes satelitales procesadas para la elaboración de la presente climatología de la TSM (1996-2003) del área de estudio, desglosado por año y por mes

Mes \ año	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	Totales
Enero	9	22	31	22	30	26	31	30	201
Febrero	17	21	19	23	27	29	24	23	183
Marzo	21	23	28	27	31	31	25	32	218
Abril	18	20	27	26	33	27	28	15	194
Mayo	20	17	22	31	32	25	26	22	195
Junio	20	19	29	29	32	27	23	22	201
Julio	17	20	30	28	33	26	21	31	206
Agosto	22	22	18	33	32	28	21	26	202
Septiembre	18	21	17	33	33	5	13	20	160
Octubre	27	18	21	32	33	14	+++	22	167
Noviembre	13	26	19	32	27	27	+++	23	167
Diciembre	23	27	21	36	31	30	12	26	206
Totales	225	256	282	352	374	295	224	292	2300

+++ Meses sin información de la TSM debido a fallas locales de recepción.

convertida a valores de temperatura expresada en grados Celsius (Gallegos *et al.*, 1996). Puesto que la resolución óptima del radiómetro AVHRR es de 1.1 km<sup>2</sup> (BITSMEX, 2003), cada matriz equivale a una extensión geográfica rectangular de aproximadamente 250 por 500 km, es decir, comprende un área de 125 000 km<sup>2</sup>. En este caso, las filas de cada matriz representan transectos o líneas de la TSM perpendiculares a la costa, con una longitud de alrededor de quinientos kilómetros cada uno. De manera análoga, las columnas representan transectos paralelos a la costa, con una longitud aproximada de 250 kilómetros.

Con el propósito de filtrar la variación espacial de la TSM de pequeña escala (1-10 km) y la que proviene del ruido inherente al sistema de medición radiométrica satelital (Gallegos *et al.*, 1996), a cada mes se le aplicó una media móvil de cinco puntos en filas y columnas. Este procedimiento no redujo de manera apreciable la representación de la dimensión geográfica de las matrices y sí favoreció mayor claridad en la interpretación de los productos estadísticos subsiguientes.

Toda climatología regional de la TSM debe establecer un “estado base”. Éste es el estado de referencia para esa climatología y se calcula promediando toda la información de la TSM contenida en el acervo elegido. En virtud de que el área de estudio se dividió en tres zonas, se calculó el estado base de cada zona (Fig. 2). Para favorecer la percepción visual de la continuidad en la distribución de la TSM en esta figura 2, se eliminó la duplicidad de valores de ésta en las áreas en donde las zonas se superponen (Fig. 1).

Con el fin de establecer los elementos estadísticos y rasgos térmicos básicos para cada zona y para cada mes, se calculó:

- El promedio de las filas, que se expresa como un transecto de la TSM perpendicular a la costa.
- El promedio de las columnas, que es un transecto de la TSM paralelo a la costa.
- El promedio de filas y columnas, que es un valor que representa a la TSM de toda la matriz de datos.

Se calcularon también los valores extremos, las desviaciones estándar y los rangos de la TSM para los transectos de cada uno de los meses, correspondientes a cada una de las tres zonas definidas en el área de estudio.

En el intento por identificar las principales estructuras térmicas contenidas en cada matriz de la TSM, se recurrió a un teorema del álgebra lineal conocido como El teorema de la descomposición de una matriz rectangular en sus vectores y valores singulares (Noble, 1989; Snieder, 2001), que establece que las matrices rectangulares se pueden expresar como el producto de *vectores singulares* que producen matrices más elementales, ordenadas de mayor a menor *valor singular*, con columnas que satisfacen condiciones de independencia lineal y cuya superposición (suma) ordenada reproduce gradualmente la matriz inicial.

Con este enfoque teórico y con un procedimiento matemático apropiado se calcularon los valores y vectores singulares de las matrices de la TSM de todos los meses, para cada una de las tres zonas definidas. Este cómputo requirió normalizar las matrices mencionadas para hacerlas estadísticamente comparables entre ellas (Emery y Thomson, 2001). Con las matrices ya normalizadas se obtuvieron los valores y vectores singulares de cada matriz.

Una cuestión inherente a este análisis de descomposición en valores y vectores singulares fue explorar

si la conformación numérico-espacial revelada por este procedimiento estadístico tiene correspondencia con la expresión de los procesos físicos del océano que dejan una huella térmica en la superficie del mar, como son: la advección de aguas de superficie, las surgencias costeras o la mezcla vertical turbulenta en el estrato superficial del océano. O bien, si la estructura numérica de tales vectores exhibe o sugiere el efecto de flujos de calor en la interfase océano-atmósfera, como son la radiación neta, la evaporación y la precipitación.

## Resultados

### *Promedios por zona*

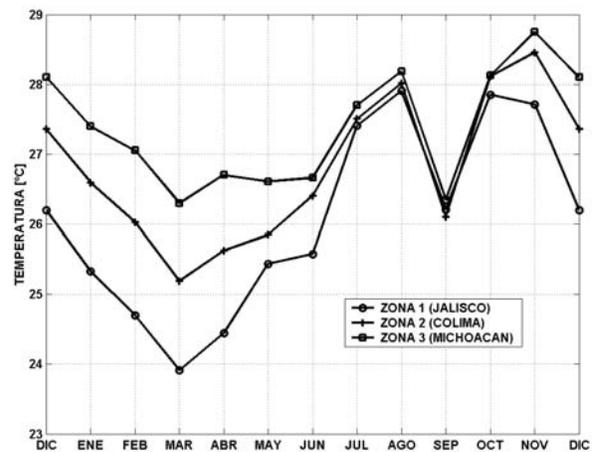
El estado base de la TSM en el área de estudio tiene dos rasgos principales. Uno es el gradiente norte-sur de la TSM, del orden de  $0.05\text{ }^{\circ}\text{C}$  por cada  $10\text{ km}$  y el otro es un gradiente térmico más fuerte, pero en una dirección perpendicular al litoral, que sólo se da en una banda de  $30\text{ km}$  de ancho contigua a la costa (Fig. 2).

La evolución del promedio espacial de la TSM en cada una de las tres zonas del área de estudio muestra que el ciclo anual de la radiación solar es dominante, pero con un retraso de alrededor de tres meses con respecto al ritmo astronómico, debido a la inercia térmica del estrato superficial del océano (Fig. 3). La TSM es más fría en marzo y más caliente en noviembre, en contraste con el ciclo solar que tiene un mínimo de insolación en diciembre, y máximos en mayo y julio. El enfriamiento de la superficie del mar que sobreviene de noviembre a marzo es uniforme en el área de estudio pero con un ritmo diferente en cada zona. Frente a Jalisco (Zona 1) el descenso de la TSM es más rápido, de  $0.95\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{mes}^{-1}$ , que frente a Colima (Zona 2), donde es moderado, de  $0.80\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{mes}^{-1}$ . En la Zona 3, frente a Michoacán, la rapidez del enfriamiento es de sólo  $0.60\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{mes}^{-1}$ .

La superficie del mar en el área de estudio se calienta también de distinta manera en cada zona. Frente a Jalisco lo hace en dos etapas: de marzo a mayo la TSM cambia a razón de  $0.75\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{mes}^{-1}$  y de junio a agosto, a una tasa de  $1.1\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{mes}^{-1}$ . Frente a Colima se calienta sin pausa de marzo a agosto, a una tasa de casi  $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{mes}^{-1}$ . Esto contrasta con lo que sucede frente a Michoacán, donde el calentamiento es casi imperceptible en abril y mayo, pero en junio inicia con una rapidez de  $0.7\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{mes}^{-1}$  (Fig. 3).

Los cambios de la TSM de julio a octubre son cuantitativamente similares en las tres zonas, incluido el súbito y drástico enfriamiento en septiembre (Fig.

Figura 3  
Año típico de la TSM del periodo  
1996-2003, de cada zona



3), que es el rasgo más sobresaliente en la evolución de promedio anual de la TSM.

### *Transectos promedio perpendiculares a la costa*

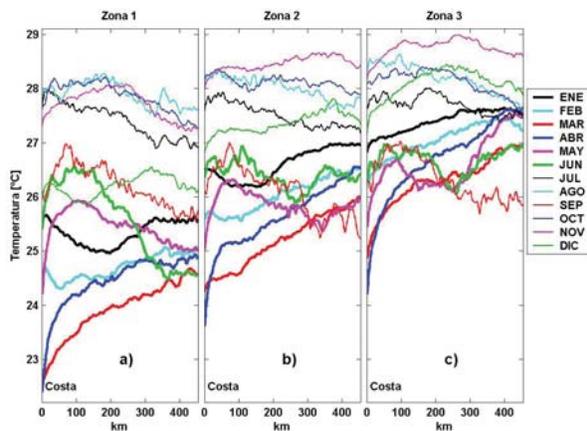
Los transectos promedio perpendiculares a la costa exhiben los cambios que suceden mes a mes en la TSM (Fig. 4). Aunque similares en cada zona en relación con la evolución del ciclo anual, son diferentes en cuanto al rango de valores. La Zona 1 (Fig. 4a) es la de más amplio rango térmico. Así,  $5.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ : de  $28.2\text{ }^{\circ}\text{C}$  en agosto a  $22.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  en marzo. Le sigue en amplitud la Zona 2 (Fig. 4b), con un rango de  $4.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ : de  $28.7\text{ }^{\circ}\text{C}$  en noviembre a  $24.2\text{ }^{\circ}\text{C}$  en marzo. La Zona 3, es un poco más estable, tiene un rango térmico de  $4.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ : de  $29.0\text{ }^{\circ}\text{C}$  en noviembre a  $24.6\text{ }^{\circ}\text{C}$  en marzo y abril (Fig. 4c). En esta última zona, la TSM de septiembre resulta ser menor que la de marzo, pero sólo más allá (mar adentro) del límite de la ZEEM.

La forma de los transectos promedio de la TSM, perpendiculares a la costa, exhibe tendencias en su variabilidad que revelan, para cada mes, cambios en ella en esa misma dirección. Esto permite estimar no sólo la distancia a la costa en la que ocurren sino que admite, por la vía del análisis visual de tales perfiles, la localización de agua de mar que tiene diferente temperatura en superficie (Fig. 4).

El despliegue gráfico de los transectos de la Zona 1 (Fig. 4a) indica que durante marzo y abril el agua de la superficie del mar es más fría cerca de la costa ( $22.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) que mar adentro ( $24.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Esta condición se invierte en junio, cuando se registra una TSM de  $24.6\text{ }^{\circ}\text{C}$  mar adentro y de  $26.4\text{ }^{\circ}\text{C}$  cerca de la costa. Las pendientes y tendencias apreciadas en la configura-

Figura 4

Perfiles de la TSM promedio mensual en transectos perpendiculares a la costa



(a): Zona 1, (b): Zona 2 y (c): Zona 3. Las distancias están en kilómetros y se miden a partir de la costa (extremo izquierdo de cada recuadro). Los meses se indican con el código de color y grosor de línea (recuadro de la derecha).

ción de los transectos de los otros meses indican una transición entre los valores de temperatura extremos (Fig. 4a).

Durante julio, agosto, octubre y noviembre, la TSM se mantiene entre 27.0 y 28.3 °C, cerca del promedio máximo anual (Fig. 4a). Septiembre destaca por un descenso de 1.8 °C, pero su perfil conserva las tendencias de los meses inmediatos.

De noviembre a marzo los perfiles revelan un enfriamiento de la superficie del mar. El mayor, de 1.5 °C·mes<sup>-1</sup>, ocurre de noviembre a diciembre y el menor, de 0.6 °C·mes<sup>-1</sup>, sucede de enero a febrero (Fig. 4a). En marzo se hace evidente un enfriamiento contiguo a la costa, en una banda de 100 km de ancho. Durante abril persiste esta condición, pero a partir de éste y hasta principios de septiembre, se registra un calentamiento en esta zona. Las pendientes de los perfiles de diciembre, enero y febrero identifican una banda de agua fría cerca de la costa y una de agua cálida lejos de la costa. De marzo a junio se produce un calentamiento de 3 °C que se extiende de la costa hasta 200 km mar adentro, en donde el calentamiento se reduce a 2 °C. Mar adentro, a partir del límite de la ZEEM, el calentamiento neto de marzo a junio es insignificante.

En los perfiles de la TSM promedio, perpendiculares a la costa de Colima (Zona 2), se observa un rango de temperatura de 4.6 °C: de 24.0 °C a 28.6 °C (Fig. 4b). Noviembre es el mes más caliente y marzo el más frío. De noviembre a marzo se da un enfria-

miento persistente, pero éste es mayor de noviembre a diciembre (1.0 °C·mes<sup>-1</sup>) que el de enero a marzo (0.5 °C·mes<sup>-1</sup>). Las pendientes de los perfiles de estos meses indican que el agua costera es la más fría.

El calentamiento de la superficie del mar que se registra en la Zona 2, de abril a junio, se caracteriza por ser mayor cerca de la costa (2.5 °C) que lejos de ella (0.5 °C). Durante julio y agosto persiste un incremento uniforme de la TSM. Septiembre es un mes anómalo porque en él se registra un descenso de 2.0 °C con respecto a agosto y muestra la presencia de agua caliente cerca de la costa. Mar adentro la TSM de este mes es más fría que la de marzo. Cerca de la costa, los meses con la TSM más alta (28.2 °C) son agosto, octubre y noviembre, en tanto que las más bajas (24.5 °C) se registraron en marzo, abril y mayo.

La Zona 3, frente a Michoacán, es la más caliente y tiene el menor rango de la TSM: de 24.7 a 29.0 °C (Fig. 4c). Noviembre es el más cálido, con valores de la TSM de 29.0 °C. Marzo es el más frío, con registros de 24.7 °C cerca de la costa, pero también septiembre es relativamente frío, con valores de 25.8 °C lejos de la costa. Si se excluyen septiembre y octubre, las que se registran durante el resto del año fluctúan entre 27.0 y 28.0 °C, más allá (mar adentro) del límite de la ZEEM, mientras que cerca de la costa oscilan entre 24.7 y 28.4 °C, un rango cuatro veces mayor que el de mar adentro. En septiembre se registra un marcado enfriamiento de 1.5 °C en la superficie del mar.

Mayo y junio se distinguen porque sus perfiles (Fig. 4c) identifican dos bandas de agua fría paralelas a la costa: una de 100 km de ancho cuyo eje central dista 220 km de la costa, con una TSM de 26.1 °C, y otra contigua a la costa, de 40 km de ancho, con 25.9 °C. El agua de mar que separa estas bandas tiene una temperatura de 26.8 °C.

El perfil del transecto de junio (Fig. 4c) coincide con el de marzo en la mitad más alejada de la costa y con el de septiembre en su mitad más cercana. Esto indica que de marzo a junio hay un calentamiento cerca de la costa (de 25.0 a 26.0 °C), y de junio a septiembre se da un enfriamiento lejos de ella (de 27.0 a 26.0 °C).

Los transectos de la TSM perpendiculares a la costa, para cada una de las tres zonas, destacan, en la evolución y distribución geográfica de sus isotermas, por los rasgos siguientes (Fig. 5):

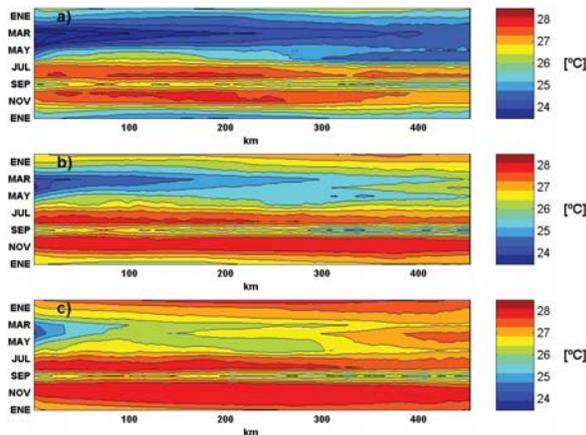
- Un enfriamiento cercano a la costa durante marzo, que es mayor en la Zona 1 (Fig. 5a) y menor en la Zona 3 (Fig. 5c).
- Un descenso de la TSM durante septiembre, que es más claro en la Zona 3 (Fig. 5c) que en la Zona 1 (Fig. 5a).
- Un calentamiento homogéneo en verano, excepto durante septiembre, que culmina a mediados

de otoño. El calentamiento registrado es intenso y persistente en noviembre, particularmente en la Zona 3 (Fig. 5c).

- Una invasión de agua fría lejos de la costa durante mayo y junio, en la Zona 3 (Fig. 5c) y la presencia de agua caliente, lejos de la costa, durante abril y mayo.

Figura 5

Isotermas de la evolución anual de la TSM promedio en dirección perpendicular a la costa



(a): Zona 1, (b): Zona 2 y (c): Zona 3. Las distancias están en kilómetros y se miden a partir de la costa (margen izquierdo). Las temperaturas están codificadas en los recuadros de la derecha.

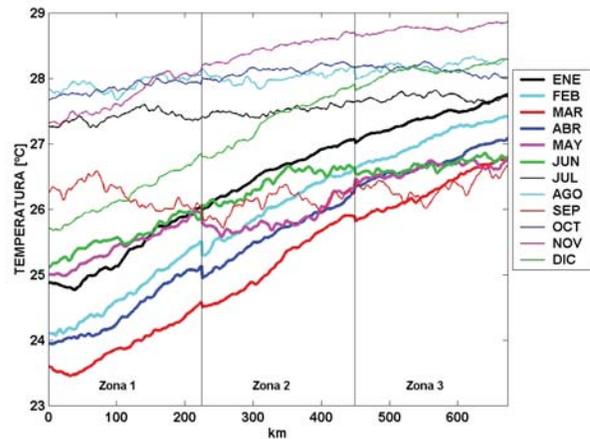
#### Transectos promedio paralelos a la costa

Los transectos de la TSM promedio, paralelos a la costa, se pueden observar por separado, pero se optó por presentarlos juntos para ilustrar simultáneamente la estructura térmica de las tres zonas y hacer hincapié en que conforman un solo transecto paralelo a la línea de costa (Fig. 6).

La figura 6 muestra la pendiente de los perfiles de la TSM promedio. Ésta llega a su valor máximo durante febrero-marzo y es nula en verano-otoño, particularmente en los meses de julio, agosto y octubre. En cada invierno se establece un gradiente de la TSM en dirección paralela a la costa, que se disipa en la primavera siguiente. El mes con mayor gradiente térmico es marzo, que es también el más frío, cuando la diferencia de la TSM entre Cabo Corrientes, Jalisco, y Lázaro Cárdenas, Michoacán, es de 3.4 °C. Esto equivale a un gradiente de norte a sur de 0.06 °C por cada 10 km, en una dirección paralela a la costa. La pendiente de los perfiles de noviembre a junio (Fig. 6) indica que durante este lapso se mantiene una diferencia de la TSM entre la porción norte y la porción

Figura 6

Perfiles de la TSM promedio mensual de los transectos paralelos a la costa, dispuestos consecutivamente de la Zona 1 a la Zona 3



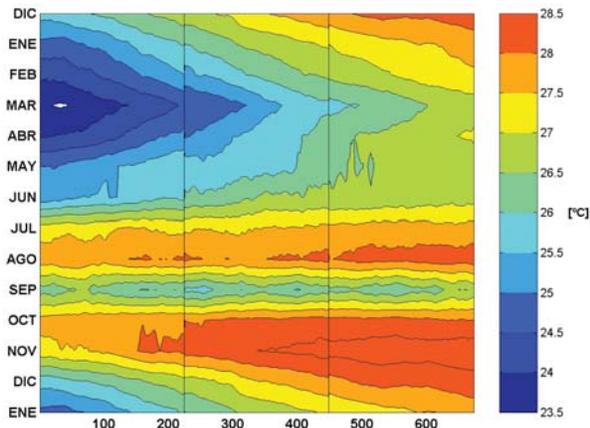
Las distancias están en kilómetros y se miden a partir de Cabo Corrientes (margen izquierdo). Los meses se indican con el código de color y grosor de línea (recuadro de la derecha).

sur del área de estudio, más fría frente a Jalisco y más cálida frente a Michoacán. La uniformidad térmica llega a la región en los meses de verano y se prolonga hasta mediados de otoño. De agosto a septiembre sucede un enfriamiento de hasta 2 °C en toda la región, pero a finales del mes siguiente la TSM recupera los valores registrados en agosto.

En el extremo norte del área de estudio la fluctuación anual de la TSM es de 4.5 °C, de 23.5 °C en marzo y 28.0 °C en agosto. En el extremo sur la variación es dos veces menor, de 2.3 °C, y fluctúa entre 26.5 (septiembre) y 28.8 °C (noviembre). Es decir, es moderada y ocurre en el lapso de dos meses (Fig. 6).

La evolución de las isotermas de la TSM a lo largo de un transecto paralelo a la costa, desde Cabo Corrientes, Jalisco, hasta Lázaro Cárdenas, Michoacán, muestra mayor enfriamiento en el norte durante febrero, marzo y abril (Fig. 7). En contraste, durante octubre y noviembre tiene lugar un calentamiento más intenso en el sur. Es notable también el enfriamiento de agosto a septiembre y la rápida recuperación de la TSM, que alcanza su máximo en noviembre. Sobresalen dos condiciones extremas: la primera, un gradiente térmico invernal a lo largo de la costa, de 0.05 °C por cada 10 km, que persiste durante los primeros dos meses de la primavera; la segunda, la uniformidad térmica que se registra a finales de verano y principios de otoño (Fig. 7).

*Figura 7*  
Isotermas de la evolución anual de la TSM promedio en dirección paralela a la costa para las tres zonas del área de estudio



Desde Cabo Corrientes, Jalisco, (margen izquierdo) hasta Lázaro Cárdenas, Michoacán, (margen derecho). Las distancias están en kilómetros y se miden a partir de Cabo Corrientes. Las temperaturas están codificadas en el recuadro de la derecha.

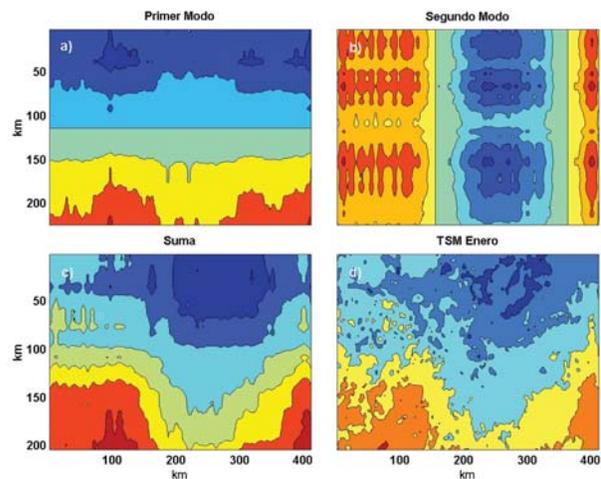
#### Vectores y valores singulares

El procedimiento matemático al que se sometieron las matrices de datos de la TSM correspondientes a cada mes y a cada zona, produjo vectores singulares ortonormales, ordenados según la magnitud del valor singular correspondiente, de mayor a menor. Los vectores de 204 componentes son los que se asocian a la estructura térmica de la TSM paralela a la costa. Los que se componen de 412 elementos representan la distribución de la TSM en la dirección perpendicular a la costa. El producto de cada par de vectores singulares asociados al mismo valor singular, multiplicado por este último, genera una matriz que reproduce en alguna proporción rasgos elementales de la distribución de la TSM del mes correspondiente. El orden las matrices en este trabajo es de 204 filas y 412 columnas, por lo que el número total de productos de pares de vectores singulares necesarios para reproducir completamente la matriz original es, a lo más, igual a 204. Por fortuna, sólo bastan los productos de los pares de vectores singulares asociados a los primeros tres o cuatro valores singulares para reproducir la matriz original con alto grado de aproximación (Snieder, 2001).

La bondad de este enfoque se muestra en la *figura 8* con el resultado del procedimiento aplicado a la Zona 1 en enero. La multiplicación del primer vector singular perpendicular a la costa y el primer vector

singular paralelo a la costa, por el valor singular correspondiente, produjo el *primer modo*. El resultado fue una matriz de la TSM que exhibe un gradiente térmico paralelo a la costa (Fig. 8a), muy similar al del estado base de la TSM de la *figura 2*. El producto de los segundos vectores singulares, por su valor singular correspondiente, dio lugar al *segundo modo*. La estructura de éste, identifica con claridad tres franjas paralelas a la costa (Fig. 8b). Las primeras dos, una alejada de la costa y una intermedia, tienen alrededor de 200 km de ancho y sus ejes longitudinales están a una distancia de 350 y 150 km del litoral, respectivamente. La tercera franja, contigua a la costa, tiene aproximadamente 50 km de ancho.

*Figura 8*  
Los dos primeros modos de enero de la Zona 1



(a): primer modo, (b): segundo modo, (c): suma del primero y segundo modos y (d): TSM de enero de la Zona 1. Las distancias están en kilómetros y se miden de norte a sur y de oeste a este. La costa se ubica en el margen derecho de cada recuadro.

La estructura del primer modo de enero exhibe un gradiente térmico, que es plausible asociar con la variación latitudinal de la intensidad de la radiación solar, cambio que es acrecentado localmente porque el área de estudio está en una región donde confluyen aguas cálidas que vienen de latitudes ecuatoriales con aguas frías, que desde latitudes medias se desplazan hacia el trópico.

La configuración del segundo modo de enero sugiere desplazamientos de agua superficial paralelos a la costa: del norte el agua más fría; del sur, el agua más cálida.

La suma del primero y el segundo modos resulta en una matriz (Fig. 8c) que contiene 80% de la variabilidad de la TSM que se registró en enero (Fig.

8d), que es la matriz original de este mes. Los rasgos elementales de las figuras 8c y 8d son parecidos y corroboran el alto porcentaje de variabilidad (80%) que suman los primeros dos modos de ese mes. Conforme la interpretación que se sugiere en el párrafo anterior, la descomposición en vectores y valores singulares, y los *modos normales* que con ellos se construyen, se podría inferir que los procesos físico-ambientales que dominan la distribución espacio-temporal de la TSM de enero, en el área de estudio, son: la radiación solar diferencial, cuyo gradiente térmico es aumentado por el efecto de la confluencia de masas de agua superficial que vienen de latitudes ecuatoriales (cálidas) con las que se desplazan al sur desde latitudes medias (frías); y la advección, paralela a la costa, de aguas superficiales.

De manera similar se procedió al cálculo, la suma y la interpretación de los primeros y segundos modos, para cada mes de cada zona. Así se reprodujo en cierto porcentaje la variabilidad de la distribución de la TSM correspondiente. El resultado se muestra en la figura 9, en la que la suma de los primeros dos modos de cada matriz original (mes típico) representa entre 54 y 86% de la variabilidad de la TSM. De diciembre a abril, su suma representa entre 72 y 86% de la variabilidad térmica y, de mayo a noviembre, sólo representa entre 54 y 75%. De acuerdo con la interpretación que se propuso en un párrafo anterior, durante los meses de diciembre a abril los procesos dominantes son la radiación solar diferencial en una zona de confluencia y la advección paralela a la costa, mientras que de mayo a noviembre otros procesos, en particular la nubosidad y los de flujos de calor por viento, lluvia y mezcla vertical turbulenta, crecen en importancia y se estima que contribuyen en mayor proporción a la variabilidad de la TSM en el área de estudio.

La isolíneas de los vectores singulares *perpendiculares a la costa* que producen el primer modo de cada mes, exhiben rasgos que permiten la comparación de la estructura térmica de la TSM entre las tres zonas. Aquí se interpreta que la similitud entre dos configuraciones de isolíneas implica que los procesos oceanográficos y de interacción océano-atmósfera, que determinan la distribución de la TSM, son semejantes en las zonas comparadas. El examen de las configuraciones de isolíneas de las tres zonas muestra que las de las zonas 1 y 2 son parecidas entre ellas (Figs. 10a y 10b), pero éstas guardan una diferencia con la estructura de la Zona 3 (Fig. 10c).

Una prueba similar se hizo con las configuraciones de isolíneas de los vectores singulares paralelos a la costa, que conforman también el primer modo. Las configuraciones de isolíneas de las zonas 1 y 2 (Figs. 11a, b), también se parecen entre sí y de manera simi-

Figura 9  
Porcentaje de la variabilidad que representa la suma de los primeros dos modos de las distribuciones mensuales de la TSM, para cada zona

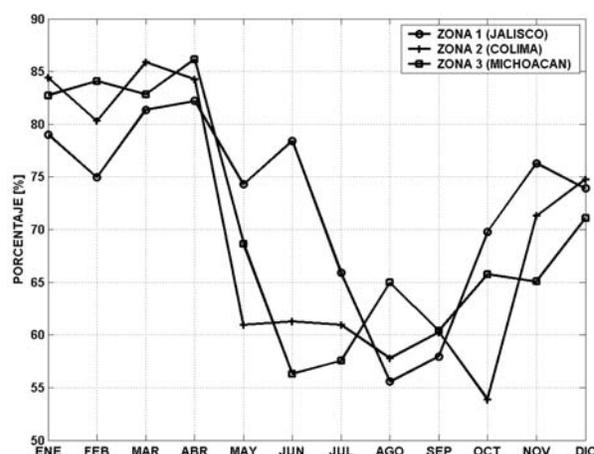
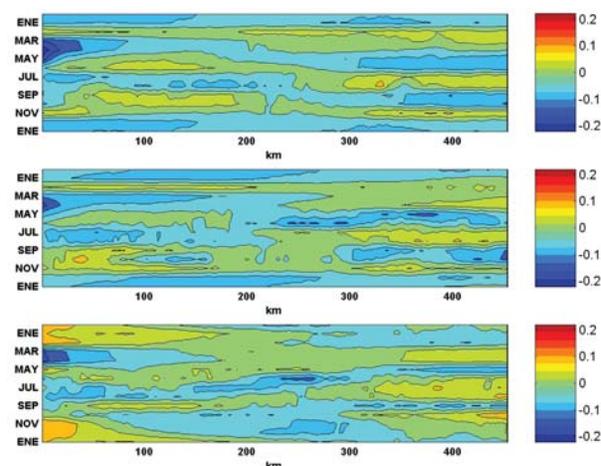


Figura 10  
Evolución de la estructura espacial para cada zona de los vectores singulares perpendiculares a la costa, asociados al primer modo



La costa se ubica en el margen izquierdo de cada recuadro y las distancias, en kilómetros, se miden a partir de ésta.

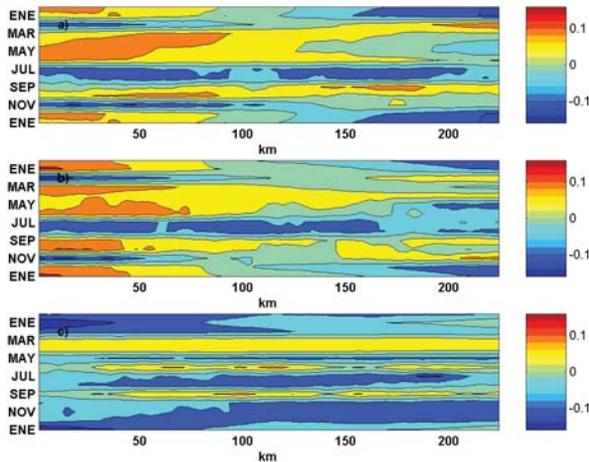
lar, ambas difieren de la de la Zona 3 (Fig. 11c). Las distribuciones de las isolíneas de los vectores singulares que producen los segundos modos resultaron ser similares a los previamente descritos.

## Discusión

La climatología de la TSM (1996-2003) del área de estudio indica que la estructura elemental del estado base consiste de un gradiente térmico de casi  $0.05\text{ }^{\circ}\text{C}$

Figura 11

Evolución de la estructura espacial para cada zona de los vectores singulares paralelos a la costa, asociados al primer modo



La costa se ubica en el margen superior de cada recuadro y las distancias, en kilómetros, se miden a partir del margen izquierdo.

por cada 10 km en dirección de Cabo Corrientes, Jalisco, a Lázaro Cárdenas, Michoacán, que se registra en toda una franja de aproximadamente 450 km de ancho, paralela a la costa (Fig. 2). También devela un gradiente térmico de  $0.10\text{ }^{\circ}\text{C}$  por cada 10 km, pero perpendicular a la costa y en una franja de 30 km de ancho, contigua a ella. Este rasgo del estado base exhibe la señal de una surgencia costera intermitente.

Los dos gradientes son congruentes; el primero, con la invasión de aguas cálidas de superficie de la región del Pacífico oriental norecuatorial, a lo largo de la costa mexicana (Badan-Dangon, 1998), y el segundo refleja los episodios de surgencia y de mezcla vertical intensa que inducen tanto los vientos de primavera en las aguas costeras, como los que acometen de manera recurrente sobre el área de estudio, durante la temporada de huracanes.

Un rasgo notable que registra la climatología de la TSM (1996-2003) del área de estudio es el enfriamiento de agosto a septiembre y la recuperación de septiembre a octubre (Fig. 3). El flujo neto de calor que corresponde al descenso de  $1.8\text{ }^{\circ}\text{C}$  en la TSM significa una cesión de calor del océano a la atmósfera de  $2.77\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  por cada metro de profundidad en el que se dé tal enfriamiento (Curry y Webster, 1999). Para una capa mezclada de 30 m de profundidad, la mengua de calor sería de  $90\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . Esta pérdida de calor del estrato superficial del mar ocurre en los meses en que la frecuencia de huracanes del océano Pacífico oriental es la máxima (NOAA/NHC, 1999). Se infiere en-

tonces que los procesos que en esta región estimulan el intenso flujo de calor del océano a la atmósfera a finales del verano son el viento, la nubosidad y la lluvia. Las tormentas tropicales y los huracanes inducen bombeos de Ekman y abordamientos intermitentes en la base del estrato mezclado del mar que modulan también los cambios de la TSM.

Los vientos asociados a los ciclones tropicales que afectan el área de estudio mezclan el agua de mar de las primeras decenas de metros de profundidad y producen evaporación. La nubosidad que acompaña a estos meteoros reduce la insolación de la superficie del mar y su calentamiento. También, las lluvias que ocurren sobre el mar durante el desplazamiento de las tormentas tropicales por esta región coadyuvan al enfriamiento de la superficie del océano. Aquí se asevera que la acción conjunta de estos procesos de interacción océano-atmósfera determina la pérdida de calor del estrato superficial del mar de agosto a septiembre.

Al decrecer el número de tormentas tropicales que pasan sobre el área, aumenta el número de días con vientos débiles y disminuye la nubosidad. La radiación solar directa es más intensa (Magaña *et al.*, 1999; Cortéz, 2000) y este calentamiento produce una evaporación que genera un estrato húmedo adyacente a la superficie del mar, transparente a la radiación solar, pero opaco a la radiación emitida. El estrato constituye una segunda fuente de calor para la superficie del mar (Webster, 1994). En tales condiciones, los vientos carecen de la energía mecánica necesaria para mezclar el agua de mar y propician una rápida pero somera estratificación térmica. En pocas semanas se calienta el agua de mar en los primeros metros de profundidad, sin requerir un gran flujo de calor de la atmósfera al océano. La posible invasión de agua superficial de la alberca caliente del Pacífico mexicano, localizada justo al sur del área de estudio, transportada por la Corriente mexicana del Pacífico oriental (Badan-Dangon, 1998), es otra posible causa del aumento local de la TSM. Los perfiles de la TSM, perpendiculares a la costa, de abril, mayo y junio, sugieren la penetración de agua de mar cálida al área de estudio (Fig. 4a).

La confirmación de estas causas requiere estudios de procesos oceanográficos regionales específicos y más precisos. Es necesario aclarar que el calentamiento de septiembre a octubre ocurre a principios de otoño, precisamente cuando inicia la reducción del flujo de energía solar debido a la reducción del ángulo de incidencia, el aumento de la correspondiente absorción atmosférica y la disminución gradual de las horas de insolación en esa época del año. Por la ubicación tropical del área de estudio, los efectos astronó-

micos que estimulan el enfriamiento de la superficie del mar se subordinan a las condiciones meteorológicas ya referidas, que son las que conducen finalmente al calentamiento de fines de verano.

Otro rasgo climatológico del área de estudio es el enfriamiento diferencial que ocurre de noviembre a marzo (Fig. 3), y al cual contribuye de manera sustancial la intensa surgencia contigua a la costa de Jalisco (Zona 1) durante los meses de febrero, marzo, abril y mayo. Una surgencia menos intensa y de menor extensión geográfica ocurre simultáneamente a lo largo de la costa de Colima (Zona 2). Tales circunstancias, además de la débil surgencia que se presenta en estos mismos meses en la zona frente a Michoacán, sugieren que las tres zonas están en escenarios ambientales distintos.

Las aguas del estrato superficial del mar, vecinas a Cabo Corrientes, Jalisco son, de febrero a mayo, las más frías del área de estudio. A la circulación costera que induce el embate de los vientos de invierno y primavera le afecta la conformación irregular y prominente del litoral y ésta, en combinación con el viento, produce una intensa mezcla vertical turbulenta que mantiene una TSM persistentemente fría. La orientación y los accidentes topográficos de la costa cambian y se suavizan a lo largo de la misma, de Jalisco a Michoacán, y condicionan el desarrollo de la surgencia costera. Los vientos sobre la Zona 1 requieren tener la suficiente intensidad y la dirección apropiadas para producir la surgencia relativamente intensa que se registra en la TSM durante los meses de invierno, particularmente alrededor de Cabo Corrientes. Pero cuando vientos similares soplan sobre las zonas 2 y 3, éstos ya no producen una surgencia evidente, aun cuando los perfiles perpendiculares a la costa de la TSM de febrero, marzo y abril insinúan una advección contigua a la costa en dirección sureste (Figs. 4c, 5 y 7).

Los dos resultados principales de la presente climatología de la TSM destacan la configuración térmica promedio de ésta —el estado base 1996-2003 (Fig. 2)— y la evolución espacio-temporal de las características térmicas promedio de cada mes típico (Figs. 3 a 7). Cada mes típico es una referencia contra la cual se pueden comparar las observaciones registradas en las imágenes más recientes. A partir del examen de tales diferencias o anomalías es posible advertir el desarrollo de condiciones oceanográficas anormales, potencialmente adversas a la actividad de la industria pesquera local. Esta posibilidad otorga un valor intrínseco muy importante al análisis de las anomalías. Si se tiene acceso a una climatología apropiada de la TSM, tales estudios se pueden realizar con facilidad y con la frecuencia necesaria. El procesamiento apro-

piado de esta información redundaría en decisiones que beneficiasen a la pesquería local.

La variabilidad que se puede detectar con la presente climatología de la TSM es limitada, por varias razones. La primera de ellas, como lo expresan opiniones autorizadas, es que el periodo de ocho años de datos que la sustentan es muy corto, porque una climatología de la TSM debe establecerse sobre la base de 20 a 30 años de información (Emery y Thompson, 2001) para ser robusta. Segundo, por la extensión temporal de los datos (1996-2003) y la frecuencia de medias mensuales, que sólo permite resolver fluctuaciones cuya periodicidad es menor que cuatro años y mayor que tres meses. Tercero, por la extensión del área de estudio y la resolución espacial de las imágenes satelitales, que sólo distingue configuraciones térmicas cuyas dimensiones no exceden a las del área de estudio, pero que tampoco son menores que las de la resolución media de las imágenes satelitales de la TSM utilizadas (Gallegos *et al.*, 1996). Por último, es necesario aclarar que la descomposición en *modos normales* no es una panacea, aunque sí constituye una búsqueda válida, de configuraciones matemáticas ortogonales y linealmente independientes que pudieran sugerir una correspondencia con procesos físicos dominantes. Éstos, se sabe, no son lineales ni tampoco tienen atributos matemáticos, como la ortogonalidad, entre ellos. Sin embargo, en este caso los resultados dejan entrever que dichos modos sirven como un referente para identificar los efectos físicos más determinantes de las condiciones oceánicas observadas. Por ejemplo, la *figura 9* destaca dos distintas estructuras térmicas de la TSM en el área de estudio. Una, que ocurre de enero a abril, en la que los primeros dos modos contribuyen hasta en 85% a la variabilidad de la TSM. Ello significa que durante el invierno y hasta el inicio de la primavera, la distribución espacio-temporal de la TSM obedece, de manera importante, a la radiación solar diferencial, a la confluencia de masas de agua superficial y a la advección paralela a la costa. La otra, que se da en el verano y principios de otoño, en la que la suma de los primeros dos modos sólo representa un poco más de la mitad, hasta un 65%, de la varianza de la TSM. En esta temporada, la nubosidad y los flujos de calor inducidos por viento, lluvia y mezcla vertical turbulenta, juegan un papel tan importante como los que dominan en invierno.

La climatología que se presenta en este trabajo permite identificar fluctuaciones térmicas de escala semi-anual, anual, e interanual para el área de estudio considerada. Las que aquí se identifican son las asociadas a procesos locales de enfriamiento-calentamiento y advección de aguas de superficie, los epi-

sodios de surgencia y el establecimiento del gradiente térmico paralelo a la costa.

Es recomendable que las climatologías regionales de la TSM se actualicen con regularidad, por lo menos cada dos años, con el fin de recalcularse el estado base y los meses típicos; así como para examinar los cambios que ocurran en estos productos estadísticos. Conforme se aumente la extensión temporal de las futuras climatologías de la TSM no sólo se afinará la advertencia de las fluctuaciones interanuales sino que también será posible percatarse, con creciente claridad, de las tendencias asociadas a la expresión regional del cambio climático global para tomar oportunamente las providencias necesarias que mitiguen los impactos que puedan causar alteraciones nocivas en las condiciones ambientales actuales.

### Agradecimientos

Agradecemos a María del Carmen Jiménez Quiroz su cordial invitación a colaborar en este libro. Este trabajo no hubiera sido posible sin el acervo BITS-MEX [<http://tsunami.icmyl.unam.mx>] cuya existencia se debe al auxilio del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología a través de su Programa 1999 de apoyos a bancos de información (Proyecto R32536-T) y del Instituto Nacional de la Pesca por su continuada ayuda en la sección de archivo y operación del acervo. También, el crecimiento y consolidación de BITS-MEX se sustenta en la información satelital que se recibe cotidianamente en el Instituto de Geografía de la UNAM. Damos el merecido reconocimiento a las autoridades de estas instituciones por su apoyo decidido y oportuno al servicio que presta, a la comunidad oceanográfica, este banco de información de la temperatura de la superficie del mar de la Zona Económica Exclusiva de México y aguas oceánicas internacionales adyacentes. Las observaciones y recomendaciones de dos revisores anónimos y la meticulosa revisión de estilo con la que nos favoreció Martha Reguero Reza, contribuyeron a mejorar la calidad y la presentación de este trabajo.

### Referencias bibliográficas

- BADAN-DANGON, A. 1998. Coastal circulation from the Galápagos to the Gulf of California. Coastal Segment. En: A.R. Robinson y K.H. Brink (eds.). *The Sea, Pan Regional*. Vol. 11, John Wiley and Sons, pp. 315-343.
- BITS-MEX. 2003. Banco de Información de la temperatura de la superficie de los mares de México. [<http://tsunami.icmyl.unam.mx>]. UNAM, México.
- CORTÉZ, M. 2000. Variaciones intraestacionales de la actividad convectiva en México y América Central. *Atmósfera*. 13(2):95-108.
- CURRY, J.A. y P.J. Webster. 1999. Thermodynamics of atmospheres and oceans. *International Geophysics Series* 65. Academic Press, San Diego, CA. 471p.
- EMERY, W.J. y R.E. Thompson. 2001. *Data analysis methods in physical oceanography*. Elsevier, Nueva York. 639p.
- GALLEGOS, A., J. Barberán, S. Czitrom, A. Fernández y R. Rodríguez. 1996. Oceanografía satelital en el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM. *GEOUNAM*, 3(2): 3-8.
- GALLEGOS, A., J. Barberán y A. Fernández. 1988. Condiciones oceanográficas alrededor de Isla Socorro, Archipiélago de Revillagigedo, en julio de 1981. *Revista Geofísica*, IPGH, 28:41-58.
- MAGAÑA, V., J.A. Amador y S. Medina. 1999. The midsummer drought over Mexico and Central America. *J. Climate*, 12:1577-1588.
- MAUL, A.G. 1985. *Introduction to satellite oceanography*. Martinus Nijhoff Publishers, Boston, 606p.
- NOAA/NHC. 1999. Hurricane basics. NHC, UCAR, 19p. [<http://www.nhc.noaa.gov>]
- NOBLE, B. 1989. *Álgebra lineal aplicada*. Prentice-Hall Hispanoamericana. México. 572p.
- SNIEDER, R. 2001. *A guided tour of mathematical methods for the physical sciences*. Cambridge University Press, Cambridge, 429p.
- TRASVIÑA, A., D. Lluch-Cota, A.E. Filonov y A. Gallegos. 1999. Oceanografía y El Niño. En: V.O. Magaña (ed.). *Los Impactos de El Niño en México*. UNAM, IAI, SEP-Conacyt y DGPC-SEGOB, México, 228p.
- WEBSTER, P.J. 1994. The role of hydrological processes in the ocean-atmosphere interactions. *Reviews of Geophysics*, 32(4):427-476.
- WYRTKI, K. 1965. Surface currents of the eastern tropical Pacific. *Inter-American Tropical Tuna Commission Bulletin*, 5(9):63-97.

# Surgencia y vientos favorables en la costa oriental del Pacífico mexicano

Sergei N. Bulgakov  
Alejandro Martínez Zatarain\*

## Resumen

Se realizó un estudio numérico de la circulación tridimensional en la parte central del Pacífico mexicano, con el fin de evaluar algunos factores dinámicos que generan fertilización marina, en virtud de que se han observado altos valores de productividad biológica. En una serie de experimentos numéricos se simuló la generación de surgencia costera utilizando vientos de diferentes direcciones frente a Cabo Corrientes ( $18^{\circ}\text{-}24^{\circ}\text{ N}$ ;  $103^{\circ}\text{-}107^{\circ}\text{ O}$ ). Se adaptó para los cálculos un modelo de ecuaciones primitivas, multicapas, con resolución horizontal de 9 km por 9 km. Los resultados de la modelación numérica demostraron que los vientos del NO, N, NE y E favorecen la surgencia en la región del estudio.

**Palabras clave:** Modelación numérica, surgencia, Pacífico Central mexicano.

## Introducción

La región oceánica costera difiere de la región propiamente oceánica (abierta o profunda) por la fuerte influencia del continente. Esta situación se traduce en importantes procesos hidrodinámicos, químicos, biológicos y geológicos propios de cada zona marina en la franja costera. El tema de este capítulo se centra en procesos hidrodinámicos, que en general se presen-

tan más complicados en aguas poco profundas que en el océano abierto (Tomczac, 1998).

Debido a la presencia del factor topográfico, la escorrentía de nutrientes exógenos por lluvia y la intensa mezcla tanto horizontal como vertical, se genera un marcado efecto fertilizante cerca de continentes e islas, en comparación con los vastos desiertos oceánicos (Ríos-Jara, 1998). Así es como durante determinadas condiciones, en ciertas zonas del océano costero pueden desarrollarse eventos que favorecen la mezcla vertical, como la surgencia costera inducida por viento, proceso asociado con algunas de las regiones más productivas del planeta.

El término surgencia se utiliza para denominar los movimientos verticales ascendentes que transportan agua de niveles subsuperficiales hasta la capa superficial del océano, así como los movimientos horizontales asociados que la remueven de las regiones donde ocurren estos eventos. Para que estos movimientos verticales y horizontales sean considerados como una surgencia es necesario que tengan una extensión mínima tanto espacial de unas decenas de kilómetros, por lo menos, como una duración mínima de unos cuantos días (Pares-Sierra *et al.*, 1997).

La surgencia ocurre en muchas regiones del océano, pero la más relevante es la costera, producida por efecto de vientos hacia el ecuador en los océanos con frontera oriental (Charney, 1955; Yoshida, 1955; Wooster *et al.*, 1976), por la importancia de las consecuencias biológicas, químicas y económicas que conlleva. Así, las aguas subsuperficiales que alcanzan la capa superficial como resultado de este fenómeno, tienen mayor contenido de nutrientes y menor de oxígeno disuelto que las aguas superficiales reemplazadas. Las aguas ricas en nutrientes que alcanzan la capa superficial en la que penetra la luz, generan un aumento acelerado del fitoplancton, constituyente base de la cadena alimenticia en el océano; y con ello, la biomasa de los elementos superiores de la cadena alimenticia también aumenta. Por tal razón, las zonas

---

\* Instituto de Astronomía y Meteorología, Departamento de Física, CUCEI, Universidad de Guadalajara, Av. Vallarta 2602, Sector Juárez, 44130, Guadalajara, Jalisco, México. Correo electrónico: sbulgako@cencar.udg.mx

\*\* Laboratorio de Ecosistemas Marinos y Acuicultura, Departamento de Ecología, CUCBA, Universidad de Guadalajara, Carretera Guadalajara-Nogales, 15.5 km, Las Agujas Nextipac, Zapopan, Jalisco, México. Correo electrónico: amartine@cencar.udg.mx

de surgencia son de gran importancia en la pesca de algunas especies con valor comercial (Pares-Sierra *et al.*, 1997). Así, el estudio de la formación de la surgencia, la manera en que ocurre en cada zona particular y cómo incide en las pesquerías, es un tema de relevancia económica y ecológica.

Debido a que la velocidad de los flujos ascendentes producidos por este fenómeno es del orden de milésimas de  $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ , su medición instrumental es en extremo complicada. De esta manera, la surgencia puede detectarse por sus efectos, es decir, en la disminución de temperatura o el aumento de nutrientes o clorofila. El estudio de la dinámica de la surgencia ha sido posible gracias a mediciones directas de estas variables, al uso de la modelación hidrodinámica y a las imágenes de satélite (Kosnyrev *et al.*, 1997). En el presente trabajo se emplearon datos de mediciones directas y modelación hidrodinámica para el estudio de la surgencia en el Pacífico Central mexicano.

En el Pacífico Oriental los eventos de surgencia se manifiestan en las aguas del occidente de México, generalmente durante el periodo invierno-primavera de años en que no se presenta el fenómeno El Niño, cuando la termoclina está más somera (Álvarez-Sánchez *et al.*, 1978; Zuria-Jordan *et al.*, 1995; Amezcua, 1996; Martínez-Zatarain, 1998; Morales-Blake *et al.*, 1999; Aguirre-Gómez *et al.*, 2003; Bulgakov *et al.*, 2005).

La combinación de las aguas frías ascendentes y las aguas cálidas superficiales, resulta en un enfriamiento de la capa superficial marina que se registra en los datos hidrológicos, así como en las imágenes satelitales en el infrarrojo, gracias a lo cual es posible visualizar las surgencias. Las imágenes de color del mar captan los altos valores de clorofila-*a* presentes en zonas de surgencia, por lo que son una valiosa herramienta para el seguimiento de estos fenómenos. La productividad de las aguas del Pacífico mexicano ha sido estudiada con el uso de dichos datos satelitales de color del mar en combinación con variables meteorológicas y oceanográficas (Lluch-Cota y Álvarez-Borrego, 1998).

Diferentes aspectos de las fluctuaciones en el clima regional y de la variabilidad oceánica frente al borde occidental de México han sido descritos por diversas instituciones oceanográficas internacionales (Roden y Groves, 1959; Roden 1961, 1971; Wyrski, 1965, 1967, 1968; Stevenson, 1970; Roden y Emilson 1980; Kessler, 2002) y nacionales (Álvarez-Sánchez *et al.*, 1978; Zuria-Jordan *et al.*, 1995; Amezcua, 1996; Galindo-Estrada *et al.*, 1998; Trasviña *et al.*, 1999; Aguirre-Gómez, 2002; Secretaría de Marina, 2002; Aguirre-Gómez *et al.*, 2003). Esta área presenta fuertes variaciones estacionales debido a que se encuentra

en la zona de transición de la confluencia de dos corrientes dominantes (Californiana y Contracorriente Norecuatorial), que se desplaza meridionalmente en relación con las variaciones de tipo monzónico del clima regional que caracteriza a esta parte del Pacífico (Higgins *et al.*, 2003). Además, la influencia de la circulación del Golfo de California, de las irregularidades de la línea de costa y del relieve del fondo, la convierten en una zona sumamente dinámica, con estructuras complejas (como giros y frentes) que pueden ser detectadas con datos satelitales de temperatura y color del mar (Pares-Sierra *et al.*, 1997; Aguirre-Gómez *et al.*, 2003).

De acuerdo con diversos autores (Roden, 1971; Stevenson, 1972; Cortéz-Vázquez, 2000; Kessler, 2002) y con las mediciones directas propias, los vientos del NO dominan en el periodo invierno-primavera, ocasionando una circulación general en dirección sureste. Durante las otras estaciones, las componentes sur del viento son más frecuentes, causando que la circulación ocurra en dirección noroeste.

El viento es una de las fuerzas generadoras de la surgencia costera. La teoría general (Charney, 1955; Yoshida, 1955; Philander y Yoon, 1982; Yoon y Philander, 1982) para la zona costera oriental, que asume un océano estratificado con paredes verticales y fondo plano, predice que vientos del norte paralelos a la costa son responsables de producir la corriente costera, así como el desplazamiento de Ekman de las aguas en dirección fuera de la costa, lo que ocasiona la surgencia costera.

No obstante, en presencia de una topografía tan irregular como la de la zona de estudio, se genera una compleja distribución de las zonas de surgencia debido a la orientación del viento con respecto a la de la costa, la pendiente del fondo, y el acoplamiento de los campos de temperatura, salinidad y corrientes.

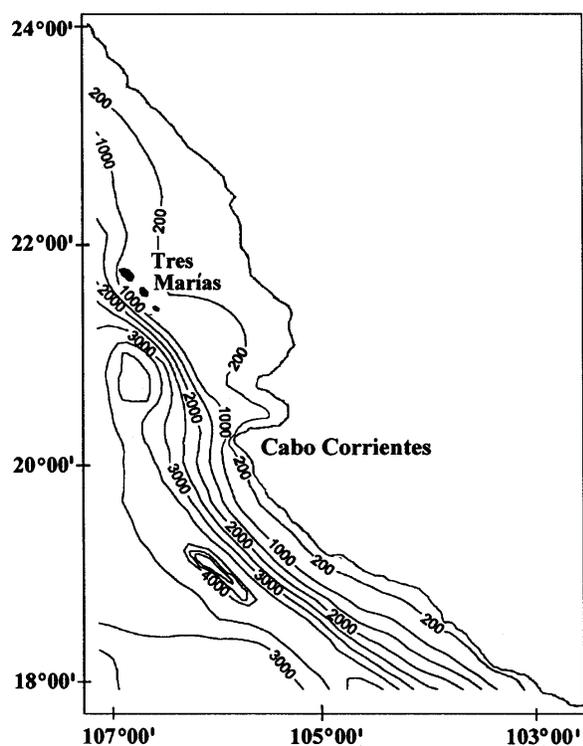
El objetivo de este trabajo es determinar las zonas de surgencia costera en las aguas adyacentes a Cabo Corrientes, mediante cálculos con un modelo numérico baroclínico, prescribiendo las irregularidades de la línea de costa y topografía del fondo.

## Métodos y materiales

El área comprendida entre  $18^{\circ}\text{-}24^{\circ}\text{N}$  y  $103^{\circ}\text{-}107^{\circ}\text{O}$  fue seleccionada como la región del estudio (Fig. 1). Esta área *quasi*-triangular, con fronteras abiertas en el oeste y el sur, tiene una frontera sólida que se extiende en dirección NO-SE que se ve alterada por la prominencia del Cabo Corrientes. Además esta región se caracteriza por sus numerosas irregularidades en la topografía del fondo, incluyendo una amplia zona

de plataforma (profundidades menores a 200 m), un grupo de islas (Tres Marías), un pronunciado declive del talud continental y un área de océano profundo donde las profundidades alcanzan los 5 000 metros.

Figura 1  
Representación de la topografía del fondo (m) en la región del Pacífico Central mexicano



Se utilizó para este estudio el modelo numérico multicapas (Mikhailova *et al.*, 1991) elaborado en el Instituto Hidrofísico Marino (Sevastopol, Ucrania), que se basa en un sistema de ecuaciones primitivas en forma divergente con aproximaciones de hidrostática y de Boussinesq, donde la ecuación de estado es no-lineal. El sistema inicial de ecuaciones diferenciales se aproxima mediante diferencias finitas con base en el método conservativo de cajas. El esquema es de dos capas en términos de tiempo e implícito cuando se aproximan difusión vertical, advección, fricción con el fondo y aceleración de Coriolis (para detalles véase Androsovich *et al.*, 1995). El modelo fue probado en una calibración de modelos numéricos, particularmente para calcular campos hidrotermodinámicos en el Atlántico tropical (Sarkisyan, 1992). Ha sido usado, entre otros, para estudiar los procesos de surgencia en la región abierta del Mar Negro noroccidental (Kosnyrev *et al.*, 1996, 1997; Mikhailova *et al.*, 1997) y

en el Pacífico Central mexicano (Martínez-Zatarain, 1998; Bulgakov *et al.*, 2005).

Se adaptó dicho modelo a la región del borde oriental del Pacífico Central mexicano, prescribiendo las configuraciones de la topografía del fondo y de la línea costera por datos de la carta de navegación SM400.<sup>1</sup> El área se dividió en una malla horizontal de 9 km por 9 km y 11 niveles verticales. La máxima profundidad del mar fue 5 000 m, y la mínima profundidad en plataforma fue 7 m. La razón de que las islas fueran sumergidas a esta profundidad mínima fue asegurar la uniformidad sobre la región entera.

Los cálculos sobre la malla de diferencias finitas se intercalan en la horizontal y en la vertical. La línea costera pasa a través de los puntos con índices enteros de la malla, y las componentes de velocidad horizontal fueron determinadas para estos puntos. La temperatura, la salinidad y la función de corriente fueron determinadas en los puntos de la malla con índice fraccional. Todas estas variables fueron calculadas en los niveles de profundidad de 0.5, 1.5, 6.5, 13.5, 26.5, 43.5, 76.5, 123.5, 226.5, 473.5 y 926.5 m. La velocidad vertical entre estos niveles horizontales fue determinada en los puntos de malla con índices enteros.

Las siguientes condiciones de frontera fueron adoptadas. En la superficie marina, se prescribió forzamiento por viento, la aproximación de tapa rígida para la velocidad vertical, así como flujos de calor y sal nulos:

$$\text{Ec. 1} \quad A \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_x, \quad A \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_y, \quad w = 0, \quad \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial S}{\partial z} = 0.$$

Aquí ( $u$ ,  $v$ ,  $w$ ) son las componentes de velocidad a lo largo de los ejes ( $x$ ,  $y$ ,  $z$ ) dirigidos hacia el Este, el Norte y en vertical de la superficie hacia el fondo con profundidad  $H$ , respectivamente.

Para el fondo del mar, las condiciones de flujo friccional y la ausencia de flujos de calor y sal fueron prescritas:

$$\text{Ec. 2} \quad A \frac{\partial u}{\partial z} = \lambda |U| u, \quad A \frac{\partial v}{\partial z} = \lambda |U| v,$$

$$\text{Ec. 3} \quad w = u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y}, \quad \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial S}{\partial z} = 0$$

1. Carta de navegación SM 400. Cabo San Lucas a Manzanillo e Isla Revillagigedo. Escala 1:750 000. Publicada por SEMAR, Dic. 2004

donde el coeficiente de intercambio vertical de momento ( $A = 10^{-2} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ) y el coeficiente de fricción ( $\lambda = 10^{-2}$ ) se tomaron constantes, de la misma manera que el coeficiente horizontal de viscosidad ( $A_l = 10 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ), los coeficiente de difusión horizontal ( $\mu_l = 1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ) y vertical ( $\mu = 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ) en las ecuaciones hidrodinámicas.

En las fronteras laterales sólidas, se asumieron condiciones de adherencia para la velocidad de corriente, y la ausencia de flujos de calor y sal:

$$\text{Ec. 4} \quad u = v = \frac{\partial T}{\partial n} = \frac{\partial S}{\partial n} = 0,$$

donde  $n$  es el vector normal dirigido hacia el contorno de la línea costera.

En las fronteras oceánicas abiertas la condición de flujo libre para las corrientes fue prescrita:

$$\text{Ec. 5} \quad \frac{\partial u}{\partial n} = \frac{\partial v}{\partial n} = 0$$

El esquema combinado de relajación y advección para los campos de temperatura y salinidad fue especificado. Cuando el agua fluye hacia el interior del dominio de la región, temperatura y salinidad son afectadas por los valores del océano exterior prescritos en la frontera abierta:

$$\text{Ec. 6} \quad T = T_o, \quad S = S_o$$

Cuando el agua fluyó hacia afuera, se impusieron las condiciones:

$$\text{Ec. 7} \quad \frac{\partial T}{\partial n} = \frac{\partial S}{\partial n} = 0.$$

Esto significa que el agua entrante al área de estudio tiene una temperatura y una salinidad idénticas a las del océano externo ( $T_o, S_o$ ), mientras que el agua saliente tiene temperatura y salinidad idénticas a aquellas que se formaron en el interior del área.

Las componentes de transporte total:

$$\text{Ec. 8} \quad S_x = \int_0^{H_s} u dz = -\frac{\partial \psi}{\partial y}, \quad S_y = \int_0^{H_s} v dz = \frac{\partial \psi}{\partial x}$$

se definieron usando la ecuación de continuidad y las condiciones de velocidad vertical aplicables a la superficie y el fondo:

$$\text{Ec. 9} \quad \frac{\partial S_x}{\partial x} + \frac{\partial S_y}{\partial y} = 0$$

En la frontera abierta éstas fueron definidas:

$$\text{Ec. 10} \quad \frac{\partial S_x}{\partial n} = \lambda_1 S_x, \quad \frac{\partial S_y}{\partial n} = \lambda_2 S_y,$$

que pueden ser reescritas en diferencias finitas:

$$\text{Ec. 11} \quad S_{xN} = \alpha S_{xN-1}, \quad S_{yN} = \beta S_{yN-1},$$

donde  $N$  y  $N-1$  son los puntos en la frontera y en su vecindad respectivamente.

En este caso la condición de frontera para la función de corriente es:

$$\text{Ec. 12} \quad \psi_N = \gamma \psi_{N-1}, \quad \text{donde } \gamma = \frac{\alpha + \beta}{2 + \alpha - \beta}$$

Puesto que fue adoptada una condición de flujo libre en la frontera abierta se prescribió

$$\alpha = \beta = \gamma = 1 \quad (\lambda_1 = \lambda_2 = 0).$$

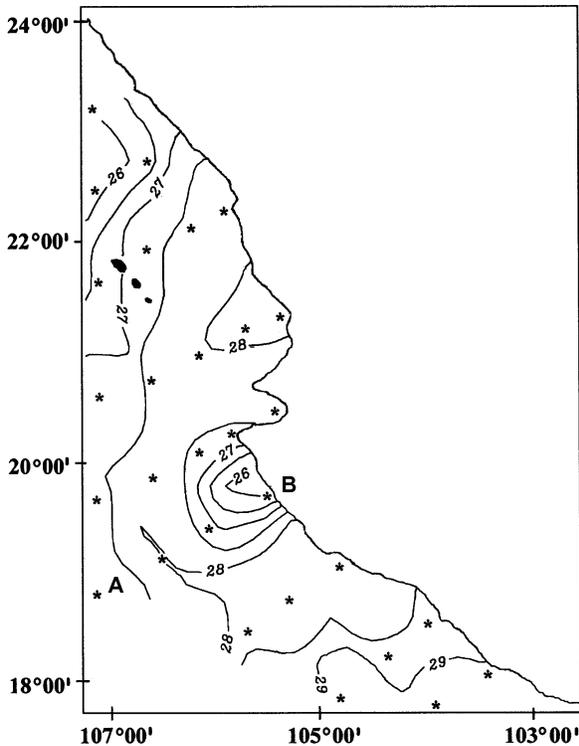
Los cálculos fueron diseñados de la siguiente manera: el fluido estuvo inicialmente en reposo y tenía una densidad horizontal uniforme y estratificada en la vertical. Se examinaron ocho direcciones de viento (específicamente: noroeste, norte, noreste, este, sureste, sur, suroeste y oeste) con el propósito de zonificar los eventos de surgencia en el área.

La magnitud de la tensión tangencial del viento en todos los experimentos se asumió espacialmente constante, con un valor igual a  $2.5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ , que corresponde a una intensidad de viento cercana a  $9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . El coeficiente de arrastre empleado fue  $2.6 \cdot 10^{-3}$  de acuerdo con el método de Hellerman (1965).

Observaciones hidrológicas obtenidas por el Instituto Oceanográfico de Manzanillo (Colima), abordo del B/O *Altair* del 15 al 30 de mayo de 1996, con la participación de la Universidad de Guadalajara, fueron empleadas como datos de entrada en los experimentos numéricos. Estas mediciones de CTD se obtuvieron en niveles desde la superficie hasta la profundidad de 1 500 m. La red de estaciones y la distribución de temperatura a 10 m de profundidad se muestran en la figura 2. Esta información revela la presencia de una zona de surgencia al sur de Cabo Corrientes. Los vientos moderados del NO ( $8\text{-}15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) prevalecieron durante el periodo de observaciones, lo que corresponde a las condiciones características de primavera de esta región.

El corte vertical de densidad ( $\sigma_t$ ) de la estación A hacia la estación B (Fig. 3) revela que la malla de observaciones no fue lo suficientemente detallada para analizar procesos de surgencia; sin embargo, estos datos de mediciones directas pueden ser utilizados para

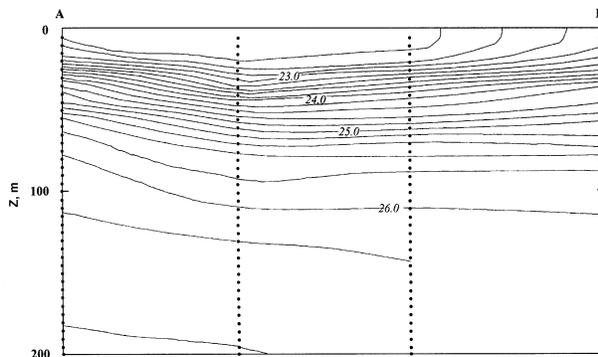
**Figura 2**  
Distribución de la temperatura (°C) a 10 m de profundidad por datos del crucero JALCO-96 (del 15 al 30 de mayo 1996)



La localización de estaciones CTD se muestra con asteriscos.

determinar las condiciones hidrológicas iniciales en los experimentos numéricos.

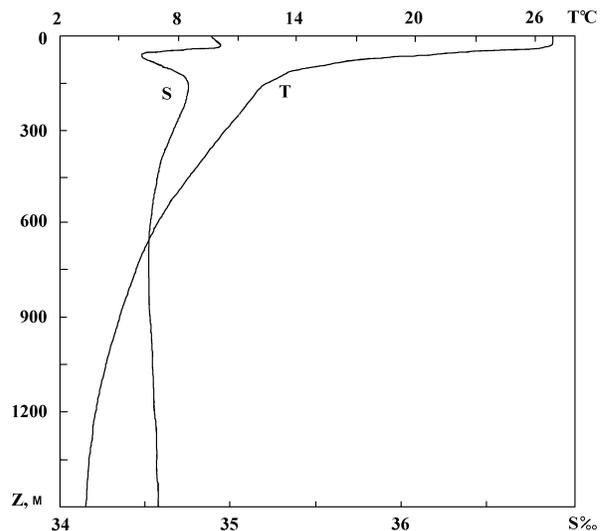
**Figura 3**  
Sección vertical del campo de densidad ( $\sigma_t$ ) con contornos de 0.2 de intervalo, de la estación A a la estación B (mostradas en Figura 2)



Perfiles promedio de temperatura y salinidad en el área profunda (>1 200 m), basados en los datos del programa JALCO-96 se muestran en la figura 4. La sua-

vización realizada permitió caracterizar la estructura térmica empleada en los experimentos como similar a las observadas en años No-Niño en la región (Amezcuca, 1996). Aparentemente la temperatura decrece monótonamente desde 27 °C en superficie hasta 3 °C en el nivel inferior de observaciones, lo cual es típico en esta parte del Pacífico (Álvarez-Borrego y Schwartzlose, 1979). La distribución vertical en salinidad fue más complicada, mostrando valores máximos y mínimos subsuperficiales en la capa superior de 150 m. Estos datos fueron usados para determinar las propiedades iniciales de la estratificación oceánica prescrita en los experimentos numéricos.

**Figura 4**  
Perfiles verticales promedio de temperatura (°C) y salinidad (‰) basado en datos JALCO-96, usados como condiciones iniciales en los experimentos numéricos



## Resultados

Previo a la descripción de los resultados experimentales es necesario determinar las escalas características para la respuesta del océano al inicio de un viento sostenido. Como fue apreciado por Philander y Yoon (1982), la respuesta de la zona costera oriental al forzamiento del viento ocurre en dos etapas. Después de la propagación de señales tipo ondas de Kelvin a lo largo del área en un tiempo  $T_k = \frac{L}{c}$ , que es del orden

de tres días (para una distancia  $L$  de aproximadamente 500 km y una velocidad de onda gravitacional característica  $c$  del orden de  $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ), la zona de surgencia costera está temporalmente en equilibrio. La fase final en el establecimiento de las condiciones de

equilibrio se asocia con la dispersión de la corriente costera en ondas de Rossby que ocurren después de un tiempo  $T_R = \frac{4\pi f}{\beta c}$  (donde  $f$  es el valor local del parámetro de Coriolis y  $\beta$  es su derivada latitudinal), que es del orden de unos cuantos meses.

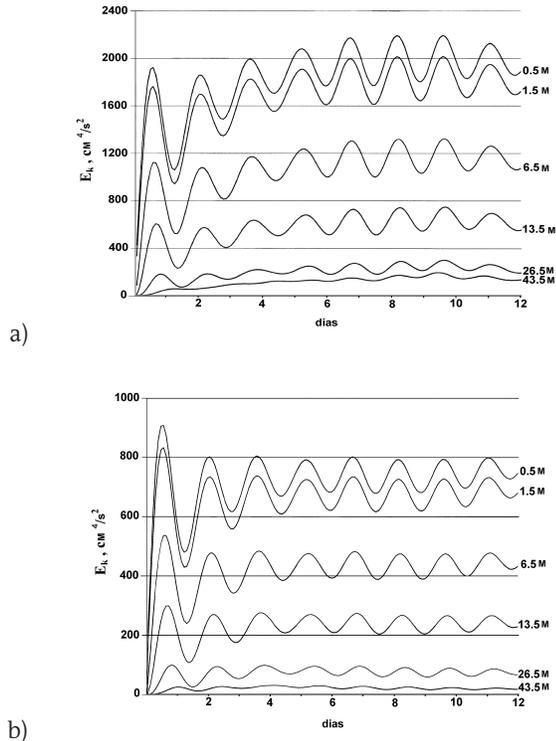
Como el estudio de la dispersión de la circulación forzada por viento está fuera de los objetivos del presente estudio, la duración de los experimentos numéricos se restringe a periodos de unos cuantos días.

Las distribuciones de energía cinética normalizada  $Ek = \iint \frac{u^2 + v^2}{2} dx dy$  en diferentes niveles de profundidad para vientos NO y E relativas al periodo experimental de varios días se muestran en la *figura 5*. Estos gráficos muestran oscilaciones de energía dentro del periodo de 1.5 días. Éste es muy cercano al inercial de 36 horas a los 20° N. La figura además muestra que las condiciones de equilibrio se alcanzan en seis o siete días. Los campos que fueron analizados son del sexto día de la simulación numérica, cuando se encuentran cercanos a un estado estacionario.

Figura 5

La adaptación de la energía cinética normalizada

$$Ek = \iint \frac{u^2 + v^2}{2} dx dy \quad (\text{cm}^4 \text{s}^{-2}) \text{ a 12 días del modelo en los niveles de profundidad para los vientos NO (a) y E (b)}$$



Los resultados de experimentos numéricos con distintas direcciones muestran que la surgencia más intensa ocurre cuando los vientos del NO, N, NE y E fueron prescritos. Por otro lado, los cálculos con el modelo también mostraron que la surgencia es muy débil o inexistente cuando se emplearon otras direcciones de viento.

El análisis de los datos muestra que entre los vientos del NO, N, NE y E, el del NO generó la surgencia más intensa. Esto puede apreciarse en la distribución de energía cinética presentada en la *figura 5*. Consideremos en adelante los dos experimentos con los vientos NO y E, como dos casos extremos de este fenómeno.

Las distribuciones horizontales de temperatura para ambos tipos de forzamiento por viento se muestran en la *figura 6* para una profundidad de 0.5 m. En el caso de viento NO (Fig. 6a), dos zonas de surgencia se formaron en las cercanías de la costa de la región, una en la porción Norte y la otra en el Sur. La zona con la surgencia más pronunciada se generó en la parte Sur con valores mínimos de temperatura de 14 °C, indicando que las aguas de profundidades entre 75-100 m ascendieron a la superficie. En contraste, para el viento del este (Fig. 6b), la zona de surgencia se localizó sobre la vasta plataforma al norte de Cabo Corrientes.

La distribución de salinidad en el mismo nivel superficial tiene similares características para estos dos tipos de forzamiento por viento (Fig. 7). Los valores bajos de salinidad en los núcleos de las zonas de surgencia indican que las aguas fueron ventiladas desde las profundidades del mínimo subsuperficial de salinidad.

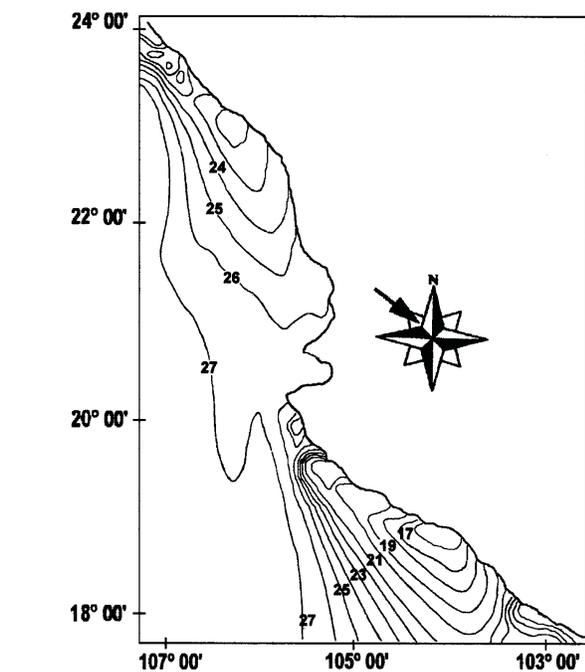
Dos secciones verticales del campo de temperatura, una a lo largo de 104° 00' o para el viento NO, y otra a lo largo de 21° 00' N para el viento E se muestran en la *figura 8*. El evento de surgencia que ocurre en la zona costera de 40-50 km es más intenso para el caso de viento NO ya que la isoterma 14 °C emerge a la superficie desde 75-100 m de profundidad.

Se esperaba que el viento NO, paralelo a la línea general de costa, fuera el más favorable para la surgencia, cuyo desarrollo anticipaba los resultados teóricos previamente discutidos. Entonces, ¿por qué el viento E causa surgencia en los experimentos numéricos?

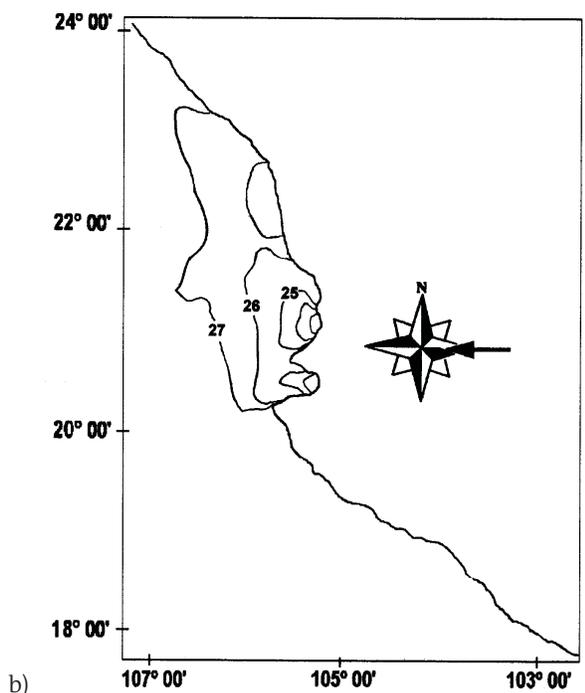
Para clarificar la idea, los vectores de corriente horizontal a la profundidad de 0.5 m generados por los vientos NO y E, se muestran en la *figura 9*. La distribución de velocidad de corriente cerca de la superficie coincide con las nociones generales. En áreas donde la profundidad es mayor que la suma de las capas del fondo y superficial de Ekman, la velocidad de corriente vira 45° a la derecha con respecto a la dirección en que sopla el viento.

Figura 6

Distribución de la temperatura cerca de la superficie ( $^{\circ}\text{C}$ ) para vientos NO (a) y E (b)



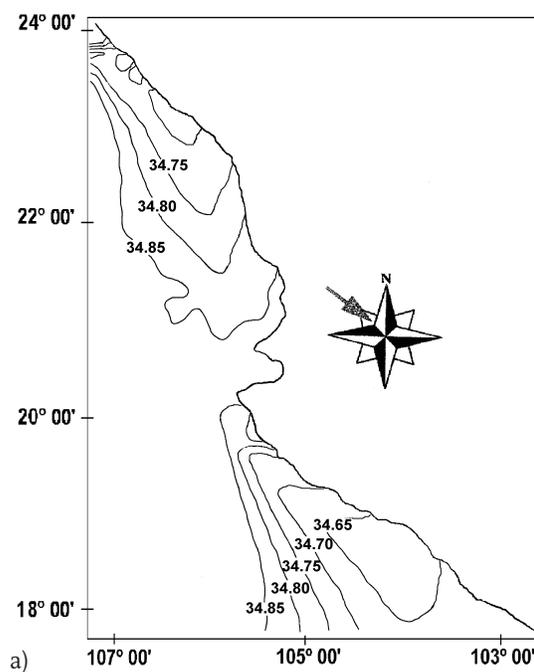
a)



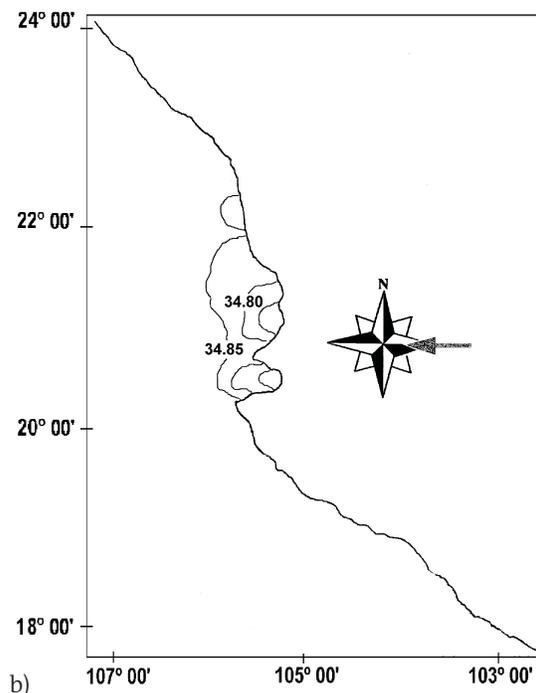
b)

Figura 7

La distribución de salinidad cerca de la superficie ( $\text{‰}$ ) para vientos NO (a) y E (b)



a)



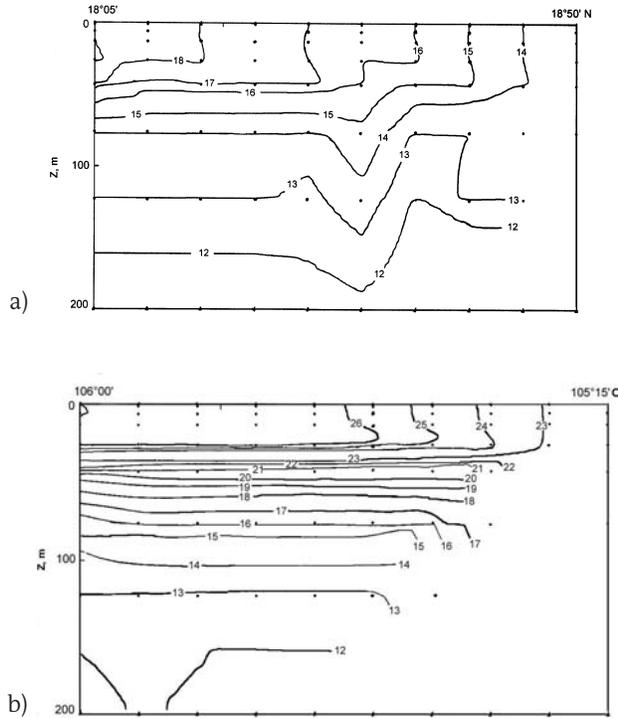
b)

Si se toma en cuenta que el viento del Este tiene una componente, a lo largo de la costa frente a Cabo Corrientes, favorable para que se produzca una surgencia hacia el norte del Cabo; adicionalmente, el viento del noroeste tiene una componente del Oeste

que produce el hundimiento de agua superficial en Cabo Corrientes, lo que explica por qué la surgencia en esta región desaparece o se detiene en el experimento de viento NO. Si el viento NO produce hundimiento en Cabo Corrientes, la dirección Este del

Figura 8

Cortes verticales longitudinales del campo de temperatura a lo largo de  $104^{\circ}00'$  O para viento NO (a) y a lo largo de  $21^{\circ}00'$  N para viento E (b)



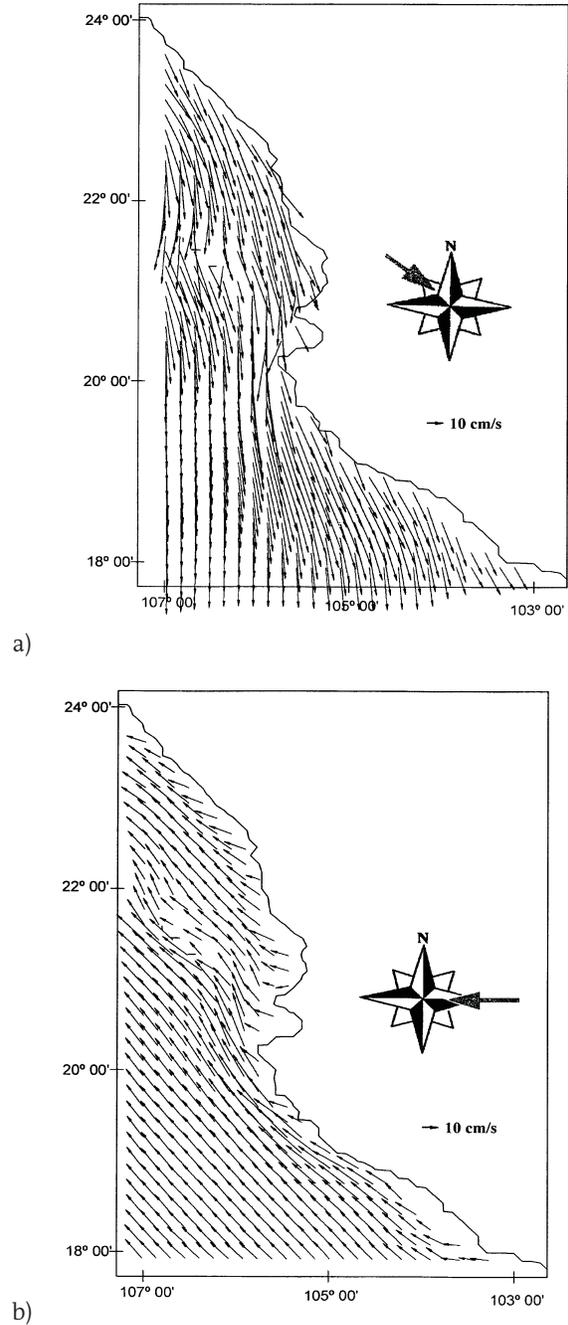
viento producirá surgencia, lo que también podría explicar las características más importantes de ésta en el caso NO, es decir, por ejemplo, por qué el área del Cabo es la única sin surgencia.

En profundidades mayores, por debajo de la capa superficial, los vectores de velocidad continúan rotando anticiclónicamente (Fig. 10). La intensidad de la circulación en todos estos experimentos decrece aproximadamente en forma exponencial desde los valores máximos de  $0.60-0.80 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  en la superficie, hasta  $0.03-0.05 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  en la profundidad de 473.5 m.

La distribución de las isolíneas de velocidad vertical en el nivel cercano a la superficie para estos dos experimentos numéricos se muestra en la figura 11. Se puede observar que el carácter del movimiento vertical corresponde en general con los patrones de circulación horizontal y con la estructura hidrológica. Por ello, las aguas tienden a elevarse ( $w < 0$ ) en las zonas de surgencia que fueron localizadas cuando soplaron los vientos NO y E. La intensidad característica de la circulación vertical generada por el viento E fue de aproximadamente  $-0.01 \cdot 10^{-4} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  al norte de Cabo Corrientes. Comparativamente, el evento de hundimiento ( $w > 0$ ) ocurrió en esta área durante el forza-

Figura 9

Vectores de velocidad de corrientes cerca de la superficie para forzamiento por vientos NO (a) y E (b)



miento de viento NO. Valores negativos de circulación vertical mayores a  $(-0.05 \cdot 10^{-4} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1})$  son visibles en las zonas costeras al sur y al norte durante el forzamiento de viento NO.

La figura 12 muestra la imagen satelital de la temperatura superficial de la región del estudio como promedio mensual durante marzo de 2003. Este periodo

Figura 10

Vectores de velocidad de corriente en el nivel 13.5 m de profundidad para forzamiento por vientos NO (a) y E (b)

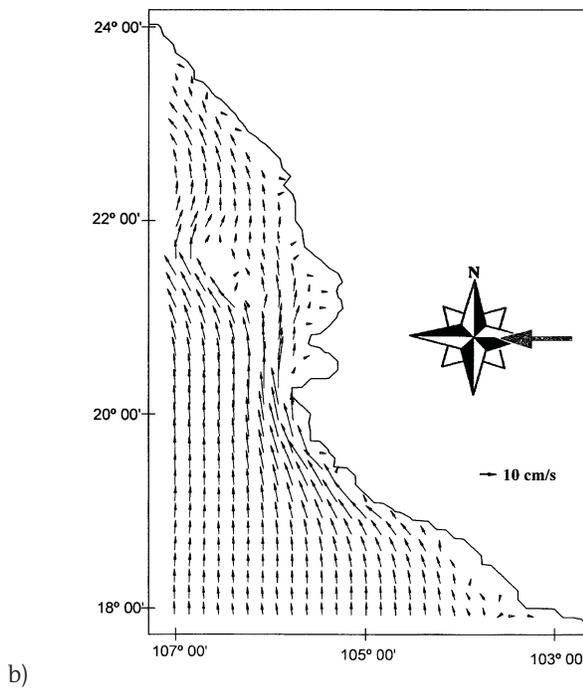
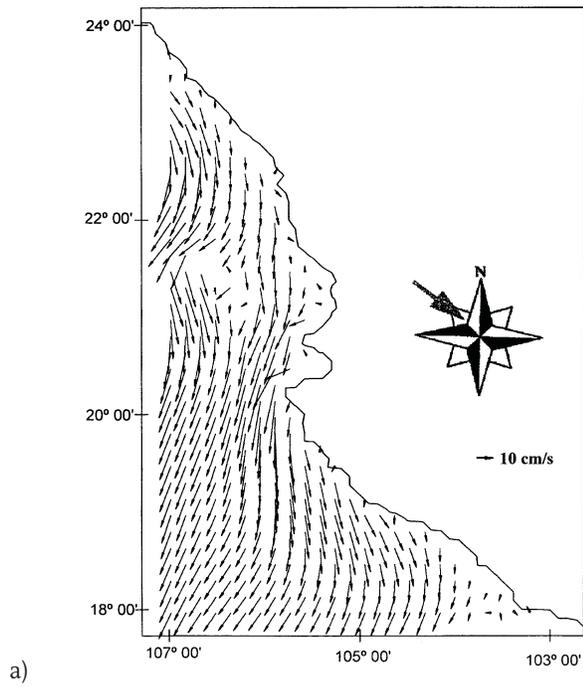
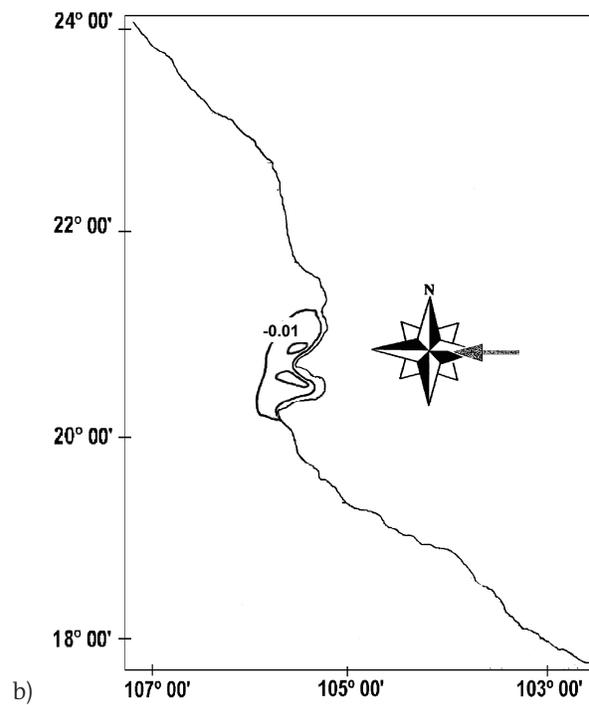
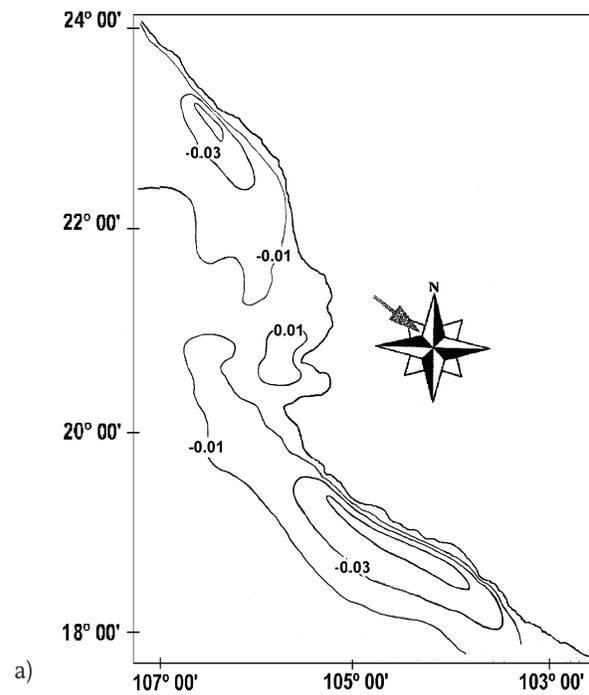


Figura 11

Isolíneas de velocidad vertical ( $\cdot 10^{-4} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) cerca de la superficie para vientos NO (a) y E (b)

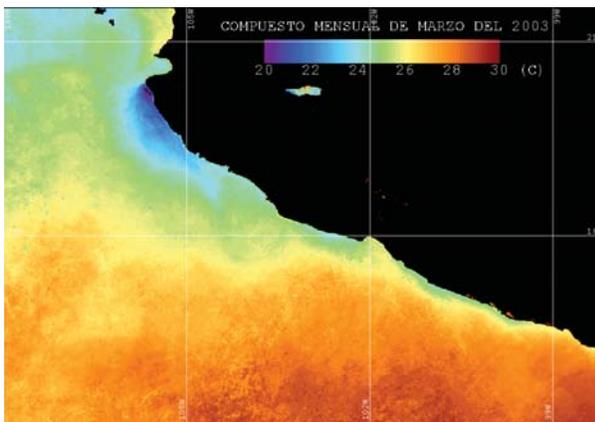


primaveral se caracteriza por los vientos dominantes del NO. Se aprecia en la *figura 12* la localización de la zona de surgencia al sur de Cabo Corrientes, así como

gradientes de temperatura que son comparables con los obtenidos de los cálculos numéricos realizados para el mismo tipo del viento (Fig. 6a).

Se establece que cuando los vientos dominantes (NO) se alternan con los vientos de otras direcciones, las zonas de surgencia cambian su posición o bien desaparecen. La *figura 13* muestra la notable concentración de clorofila-*a* frente a Cabo Corrientes. Esta zona de surgencia, como se muestra en la *figura 14*, se formó con los vientos N y NE. Estos tipos de viento deben de ser favorables para surgencia en la región del Pacífico Central Mexicano de acuerdo con los experimentos numéricos.

*Figura 12*  
Imagen satelital de temperatura del mar del mes marzo de 2003



La escena es un compuesto mensual construido como promedio de las imágenes NOAA diurnas.

*Figura 13*  
Concentración de clorofila-*a* ( $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ ) para la región del borde oriental del Pacífico mexicano durante 21-28 de marzo de 2000

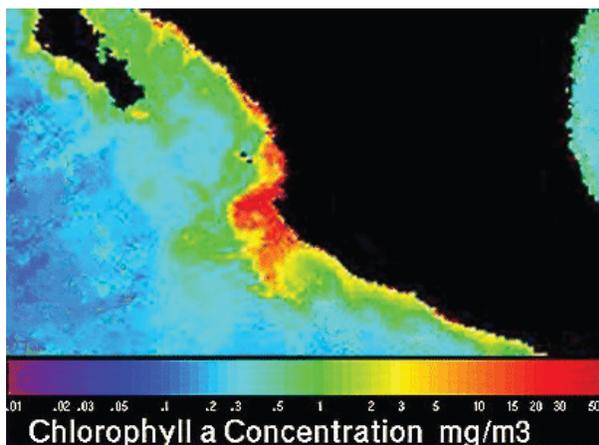


Imagen promedio semanal proporcionada por Seawifs Project, NASA/Goddard Space Flight Center y ORBIMAGE (<http://seawifs.gsfc.nasa.gov>)

*Figura 14*  
Presión atmosférica y campo del viento en el Pacífico Oriental el día 28 de marzo de 2000

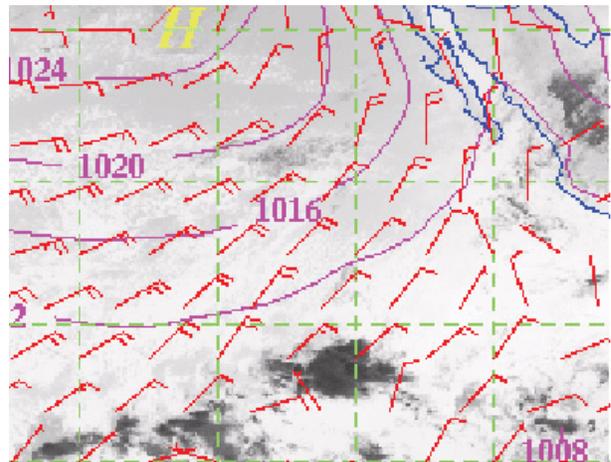


Imagen diaria proporcionada por Seawifs Project, NASA/Goddard Space Flight Center y orbimage (<http://seawifs.gsfc.nasa.gov>).

Además, las mediciones directas (Fig. 15) muestran que los vientos del Este en el área de Cabo Corrientes son frecuentes en periodos invernales y son débiles en promedio ( $5\text{-}7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ). Por otro lado, como lo confirman los datos del satélite Quikscat, frecuentemente se observan vientos más intensos ( $10\text{-}15\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) por efecto de los frentes invernales, o en verano por los ciclones tropicales.

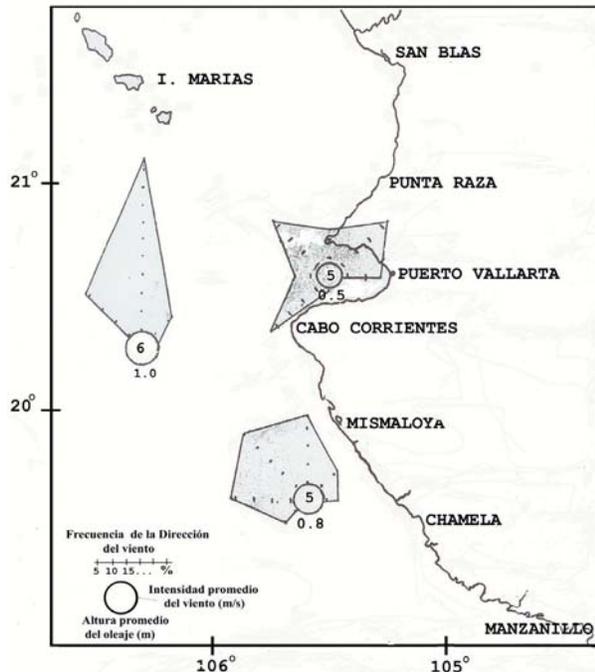
## Discusión y conclusiones

El presente estudio, más que reproducir eventos específicos causados por condiciones hidrometeorológicas particulares, tiene como objetivo localizar las áreas de surgencia y clarificar qué tipos de viento son los más favorables para la generación de surgencia en la región del borde oriental del Pacífico Central mexicano, con línea costera y topografía del fondo irregulares, usando un modelo numérico 3-D. Una serie de experimentos numéricos fue llevada a cabo con condiciones de frontera definidas aplicando vientos sostenidos de ocho direcciones sobre el océano estratificado. Las pruebas numéricas discutidas arriba llevan a concluir lo siguiente.

Los vientos más favorables para la surgencia en la región del Pacífico mexicano Central son los vientos del NO seguidos de los N, NE y E. Con viento soplando del NO, paralelamente a la mayor parte de la costa (con excepción del área del Cabo), se genera surgencia en concordancia con lo postulado en la teo-

Figura 15

Rosas de viento con base en mediciones directas en 200 estaciones oceanográficas durante las expediciones JALCO en periodos invernales (noviembre-diciembre 1990, 1991 y 1992)



ría general (Charney, 1955; Yoshida, 1955; Philander y Yoon, 1982). La irregularidad que origina la prominencia del Cabo Corrientes juega un importante papel en la generación de surgencia debida al forzamiento del viento del Este.

Las regiones de surgencia fueron localizadas y su intensidad estimada a partir de experimentos numéricos conducidos con condiciones de frontera, específicas en las fronteras laterales abierta y sólida. Es claro que esta serie de condiciones de frontera no es la única, pues el problema de la instrumentación de las mejores condiciones de frontera abierta (CFA) para un modelo de circulación general es bastante complicado. Palma y Matano (1998, 2000) analizaron el mejor arreglo de un grupo de CFA para el modelo oceánico de Princeton (MOP). En particular, sus experimentos evaluaron el ajuste oceánico al inicio de vientos favorables para la surgencia. Los experimentos fueron conducidos para un canal rotante e incluyeron topografía variable del fondo y la estratificación de densidad. Demostraron que el mejor arreglo de CFA para el modelo MOP es el esquema de relajación de flujo sobre la elevación de la superficie marina y el transporte, una condición de radiación para las velocidades internas, un esquema combinado de flujo de

advección y relajación para los campos de temperaturas: el llamado esquema compuesto MOA.

Similares CFA para la función de corriente (Ec. 12), velocidades (Ec. 5), temperatura y salinidad (Ec. 6-7) se aplicaron en el modelo numérico empleado en este estudio para estudiar la surgencia forzada por el viento, dadas las condiciones hidrológicas específicas del Pacífico mexicano. Basados en las pruebas numéricas concluimos que estas CFA son aceptablemente aplicables, ya que no producen resultados indeseados en los experimentos con duración de 12 días.

Las condiciones de frontera en las fronteras sólidas (adherencia para velocidades y cero flujos de calor y sal) fueron aplicadas de manera similar y para los mismos propósitos por Yoon y Philander (1982). Alternativamente, Chen y Wang (1990), Chapman y Gawarkiewicz (1995) aplicaron condiciones de deslizamiento libre en fronteras sólidas en sus modelos numéricos costeros. Es probable que futuros experimentos para la región del estudio con diferentes condiciones de frontera puedan orientar en nuevos discernimientos sobre este problema.

Finalmente, como para este estudio numérico de la surgencia se asumieron vientos sostenidos idealizadamente, los resultados no podrían ser comparados directamente con datos de observaciones; no obstante, sí se pueden comparar estos datos cualitativamente para la verificación de los resultados principales obtenidos en los cálculos.

Es de esperar que los resultados de este estudio, que implica la localización de las zonas de surgencia con vientos favorables, sean útiles para la planeación de futuros programas de observación y el análisis de la productividad de la región.

### Agradecimientos

Agradecemos a la doctora E.N. Mikhailova y al doctor N.B. Shapiro por su apoyo incondicional para utilizar el modelo, además al Instituto Oceanográfico del Pacífico (Manzanillo) por permitirnos participar en los cruceros JALCO. Este estudio fue parcialmente financiado por Conacyt (proyectos 32499 y 46472-F).

### Referencias bibliográficas

- AGUIRRE-GÓMEZ, R. 2002. *Los mares mexicanos a través de la percepción remota*. UNAM, Plaza y Valdés, México, 95p.
- AGUIRRE-GÓMEZ, R., O. Salmerón y R. Álvarez. 2003. Effects of ENSO off the southwest coast of Mexico, 1996-1999. *Geofísica Internacional*, 42(3):377-388.
- ÁLVAREZ-BORREGO, S. y R.A. Schwartzlose. 1979. Masas de agua del Golfo de California. *Ciencias Marinas*, 6(1-2):43-63.

- ÁLVAREZ-SÁNCHEZ, L., B. Wyatt y M. Stevenson. 1978. Circulación y masas de agua en la región de la boca del Golfo de California en la primavera de 1970. *Ciencias Marinas*, 5(1):57-69.
- AMEZCUA, L.F. 1996. *Peces demersales de la plataforma continental del Pacífico Central de México*. ICMYL, UNAM, CONABIO, México, 184p.
- ANDROSOVICH, A.I., E.N. Mikhailova y N.B. Shapiro. 1995. Numerical model and calculation of the water circulation in the north-western Black Sea. *Phys. Oceanogr.*, 6(5):351-364.
- BULGAKOV, S.N., N.P. Bulgakov, E.N. Mikhailova y N.B. Shapiro. 2005. Generation of upwelling near the Pacific coast of Mexico. *Phys. Oceanogr.*, 15(1):27-36.
- CHAPMAN, D.C. y G. Gawarkiewicz. 1995. Offshore transport of dense water in the presence of a submarine canyon. *J. Geophys. Res.*, 100(13):373-387.
- CHARNEY, J.G. 1955. The generation of oceanic currents by winds. *J. Marine Res.*, 14:477-498.
- CHEN, D. y D.P. Wang. 1990. Simulating the time variable coastal upwelling during CODE 2. *J. Marine Res.*, 48:335-358.
- CORTÉZ-VÁZQUEZ, M. 2000. Variaciones intraestacionales de la actividad convectiva en México y América Central. *Atmósfera*, 13:95-108.
- GALINDO-ESTRADA, I., R. Solano-Barajas y A. Morales-Blake. 1998. Ocurrencia interanual de una surgencia en la costa de Jalisco, México. *GEOS*, 18(4): 279.
- HELLERMAN, S. 1965. Computation of wind stress field over the Atlantic Ocean. *Monthly Weather Rev.*, 93(4):239-244.
- HIGGINS, R.W., A. Douglas, A. Hahmann, E. H. Berbery, D. Gutzler, J. Shuttleworth, D. Stensrud, J. Amador, R. Carbone, M. Cortez, M. Douglas, R. Lobato, J. Maitin, C. Ropelewski, J. Shemm, S. Shubert y C. Zhang. 2003. Progress in Pan American CLIVAR Research: The North American Monsoon System. *Atmósfera*, 16(1):29-65.
- KESSLER, W. S. 2002. Mean three-dimensional circulation in the Northeast Tropical Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 32:2457-2471.
- KOSNYREV, V.K., E.N. Mikhailova y N.B. Shapiro. 1996. Numerical modeling of upwelling in the north-western Black Sea. *Russian Meteorology and Hydrology*, 12:50-55.
- KOSNYREV, V.K., E.N. Mikhailova y S.V. Stanichny. 1997. Upwelling in the Black Sea by the results of numerical experiments and satellite data. *Phys. Oceanogr.*, 8(5):329-340.
- LLUCH-COTA, S. y S. Álvarez-Borrego. 1998. Variabilidad temporal de las surgencias por viento en la costa continental del Golfo de California. *GEOS*, 18(4):315.
- MARTÍNEZ-ZATARAIN, A. 1998. *Simulación numérica de la circulación tridimensional del Pacífico Tropical Mexicano*. Tesis de Maestría en Matemáticas Aplicadas, Coordinación de Posgrado, CUCEI, Universidad de Guadalajara. 97p.
- MIKHAILOVA, E.N., V.A. Ivanov y V.K. Kosnyrev. 1997. Upwelling in the north-western Black Sea during the period of summertime warming. *Phys. Oceanogr.*, 8(4):243-251.
- MIKHAILOVA, E.N., I.M. Semenyuk y N.B. Shapiro. 1991. Modeling of the Tropical Atlantic hydrophysical fields variability. *IZV. AS USSR, Ser. Atmospheric and Oceanic Physics*, 27(10):1139-1148.
- MORALES-BLAKE, A., I. Galindo-Estrada y R. Solano-Barajas. 1999. Identificación de una zona de surgencia en las costas del estado de Jalisco, México, utilizando imágenes AVHRR. En: A.E. Tresierra-Aguilar y Z.G. Culquichicón-Malpica (eds.). *Libro de Resúmenes Ampliados VIII Congreso Latinoamericano sobre Ciencias del Mar*. Trujillo, Perú, pp. 662-663.
- PALMA, E.D. y R.P. Matano. 1998. On the implementation of passive open boundary conditions for a general circulation model: The barotropic mode. *J. Geophys. Res.*, 103(C1):1319-1341.
- PALMA, E.D. y R.P. Matano. 2000. On the implementation of passive open boundary conditions for a general circulation model: The three-dimensional case. *J. Geophys. Res.*, 103(C1):8605-8627.
- PARÉS-SIERRA, A., M. López y E.G. Pavía. 1997. Oceanografía física del océano Pacífico Nororiental. En: M.F. Lavín (ed.). *Contribuciones a la oceanografía física en México*. Monografía 3, Unión Geofísica Mexicana, México, pp.1-24.
- PHILANDER, S.G.H. y J.H. Yoon. 1982. Eastern boundary currents and coastal upwelling. *J. Phys. Oceanogr.*, 12:862-879.
- RÍOS-JARA, E. 1998. Spatial and temporal variations in the zooplankton community of Phosphorescent Bay, Puerto Rico. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 46:797-809.
- RODEN, G.I. 1961. Sobre la circulación producida por el viento en el Golfo de Tehuantepec y sus efectos sobre las temperaturas superficiales. *Geofísica Internacional*, 1:55-76.
- RODEN, G.I. 1971. Aspects of the transition zone in the northeast Pacific. *J. Geophys. Res.*, 76(15):3462-3475.
- RODEN, G.I. e I. Emilson. 1980. Oceanografía física del Golfo de California. *Contr. Centro Ciencias del Mar y Limnología*, UNAM, 209:1-69.
- RODEN, G.I. y G.W. Groves. 1959. Recent oceanographic observations in the Gulf of California. *J. Mar. Res.*, 18:10-35.
- SARKISYAN, A.S. 1992. A short review and comparison of calculations results by four calibration models. En: *Numerical models and calibrating analysis of currents in the Atlantic Ocean*. ICM, RAS, Atmosphere-Ocean-Space, RAZREZY Program, Moscú, pp.3-12.
- SECRETARÍA DE MARINA. 2002. *Atlas de dinámica costera de la República Mexicana*. Secretaría de Marina, México. 218p.
- STEVENSON, M.R. 1970. On the physical and biological oceanography near the entrance to the Gulf of California, Octubre 1966 - Agosto 1967. *Interamer. Trop. Tuna Comm., Bull.*, 4(3):389-504.
- STEVENSON, M.R. 1972. Algunas anotaciones sobre la oceanografía física y biológica cerca de la entrada del Golfo de California, octubre 1966-agosto 1967. *Mem. IV Congr. Nac. Ocean.* (México), pp.71-76.
- TOMCZAC, M. 1998. Shelf and Coastal Oceanography. Version 1.0 pdf, <http://www.es.flinders.edu.au/~mattom/ShelfCoast/index.html>
- TRASVIÑA, A., D. Lluch Cota, A.E. Filonov y A. Gallegos, 1999. Oceanografía y El Niño. En: V.O. Magaña (ed). *Los impactos de El Niño en México*. UNAM-SG-SEP-Conacyt, México. pp.69-101.
- WOOSTER, W.S., A. Bakun y D. R. McLain, 1976. The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. *J. Mar. Res.*, 34(2):131-141.
- WYRTKI, K. 1965. Surface currents of the Eastern Tropical Pacific Ocean. *Inter-American Tropical Tuna Comission*, 9(5):63-97.
- WYRTKI, K. 1967. Circulation and water masses in the Eastern Equatorial Pacific Ocean. *Int. J. Oceanol. & Limnol.*, 1(2):117-147.
- WYRTKI, K. 1968. La estructura térmica del Océano Pacífico Oriental. *Revista de Marina*, 313(3):1-35.
- YOON, J.H. y S.G.H. Philander. 1982. The generation of coastal undercurrents. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 38(4):215-224.
- YOSHIDA, K. 1955. Coastal upwelling off the California coast. *Rec. Oceanogr. Works Japan*, 2(2):8-20.
- ZURIA-JORDAN, I.L., S.A. Álvarez-Borrego, E. Santamaría-del-Ángel y F.E. Müller-Karger. 1995. Estimación de biomasa fitoplanctónica derivada de datos de satélite, frente a Baja California Sur. *Ciencias Marinas*, 21(3):265-280.

# Condiciones hidrológicas y de circulación en el litoral de Colima durante el año 2002

Marco Antonio Galicia Pérez\*  
Juan H. Gaviño Rodríguez\*  
Ernesto Torres Orozco\*\*  
Maximiliano Sánchez Barajas\*\*

## Resumen

Se estudiaron estacionalmente las condiciones hidrológicas en el litoral del estado de Colima. Los datos de temperatura y salinidad fueron obtenidos con un CTD SEA BIRD SBE19Plus. Las mediciones se realizaron en febrero, mayo, agosto y noviembre de 2002 a bordo de los barcos *Altair* y *A. Humboldt* de la Armada de México. Los resultados muestran que la velocidad y la dirección de la corriente geostrófica varía con las estaciones. En invierno y verano se presentaron flujos con dirección hacia afuera de la costa, frente a la Bahía de Manzanillo, que alcanzaron velocidades máximas de  $57 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ . En primavera y otoño este flujo se invirtió con dirección hacia la costa y la velocidad máxima registrada fue de  $45 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ . Estas inversiones también se presentaron en otras zonas, por ejemplo, entre Armería y Boca de Apiza, donde este patrón de circulación posiblemente estuvo relacionado con la presencia de un cañón submarino ubicado en la desembocadura del río Armería. Por otra parte, se observó que los valores de la temperatura y la salinidad difirieron entre las estaciones costeras y oceánicas en  $5^\circ\text{C}$  y  $1.9$  ups; respectivamente.

**Palabras clave:** Circulación, temperatura y salinidad en la costa de Colima.

## Introducción

En la zona costera del estado de Colima se ubica el puerto de Manzanillo, de gran importancia econó-

mica debido al continuo incremento en la afluencia de buques modernos de gran calado, tanto turísticos como militares y pesqueros. Esto ha motivado a las autoridades gubernamentales a ampliar y modernizar la infraestructura portuaria, lo cual ha implicado cambios morfológicos y batimétricos, así como en la circulación y en las condiciones ecológicas de la bahía de Manzanillo.

La intensa actividad en el puerto interior propicia el incremento de las fuentes de contaminación por el transporte de mercancías peligrosas, tales como productos químicos, artículos perecederos, petroleros, etc. Tal situación requiere un conocimiento más preciso de la circulación, tanto en la bahía como a lo largo del litoral colimense, lo cual permitiría determinar las zonas propensas a mayor daño ambiental, así como predecir los posibles efectos negativos sobre ellas.

Además, debido a que el tránsito marítimo continúa en aumento en el puerto de Manzanillo, se hace necesaria la construcción de nuevos muelles de atraque y la ubicación, el diseño y la construcción de obras portuarias. Todo ello debe fundamentarse y apoyarse en estudios técnicos confiables e información veraz que satisfaga los requerimientos de ingeniería.

Con el fin de conocer los procesos que inciden sobre el litoral de la costa colimense, es necesario realizar mediciones de variables físicas como el oleaje (altura y periodo significativo de la ola), la marea y las corrientes marinas (magnitud y dirección), el transporte de sedimentos y el material en suspensión, así como de variables meteorológicas. Los estudios oceanográficos realizados al respecto en la zona de estudio son escasos; la mayoría de éstos se limita a ciertas localidades, como la bahía de Manzanillo (Secretaría de Marina, 1973; Lancín y Carranza, 1976; JICA, 1985; Macías-Zamora *et al.*, 1985; Zepeda, 1987; Galicia, 1987; López-Quiroz, 1990; Clemente, 1991; Galicia, 1994; Martínez-Venegas, 1995; Rodríguez-Alonso, 2002; Carbajal y Galicia, 2002), mientras que a partir de otros, efectuados en localidades cercanas, se han

\* Centro Universitario de Investigaciones Oceanológicas. Universidad de Colima. Campus Manzanillo. Correo electrónico: galicia@cgic.ucol.mx, gavinho@cgic.ucol.mx

\*\* Facultad de Ciencias Marinas. Universidad de Colima. Campus Manzanillo Apdo. Postal 275. CP 28200. Correo electrónico: etorres@cgic.ucol.mx, msbarajas@hotmail.com

extrapolado los resultados a toda la costa occidental de México (González-Ruelas, 2000; Filonov *et al.*, 2000).

Entre los análisis de dinámica desarrollados en el litoral de Colima destacan los de 1) Gaviño y Galicia (1993, 1994, 1995) y Galicia y Gaviño (1996), que realizaron estudios numéricos de refracción de oleaje y circulación en la bahía de Manzanillo y de la costa de Colima con datos del viento local e información de cartas sinópticas de oleaje fuera de la costa. Sus resultados mostraron los patrones clásicos de circulación, con la dirección de la corriente determinada por la componente del viento a lo largo de la línea de costa. Además, observaron claramente la influencia de los cañones submarinos ubicados frente a los ríos Armería y Coahuayana, y los fuertes patrones de erosión que hay en la vecindad de ambas bocas. 2) Gámez de R. (1998) analizó la hidrodinámica de los litorales de los estados de Jalisco, Colima y Michoacán, con datos recolectados en cuatro cruceros oceanográficos en 1995-1996. El patrón de corrientes en mayo presentó un flujo hacia el norte, frente a Cabo Corrientes, con una componente hacia el suroeste, con velocidad media de  $10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ . En tanto que en las costas de Jalisco, Colima y Michoacán, las corrientes se dirigieron hacia el sureste, paralelas a la costa. En agosto el rumbo de la corriente dominante fue hacia el noreste, y su velocidad promedio de  $5 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ , asociada con la presencia de la corriente Norecuatorial que asciende hasta los  $21^\circ \text{ N}$  y con el debilitamiento de la Corriente de California, que se desplaza más hacia el oeste. 3) González-Ruelas (2000) estudió la estructura termohalina de las aguas, corrientes y ondas internas en la costa occidental de México, donde calculó la corriente geostrofica en microescala y encontró que las ondas de marea interna en la plataforma continental no son lineales y causan cambios pronunciados de temperatura ( $8\text{-}10^\circ \text{ C}$ ) y salinidad (1.5 ups) en una hora. También detectó ondas internas frente a la costa con periodicidad casi semidiurna y determinó que en invierno la corriente Ecuatorial fluye cerca a las costas de Colima, con velocidades menores de  $5 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$  y alcanza los  $20^\circ \text{ N}$ . En verano la corriente se desplaza más allá de los  $20^\circ \text{ Norte}$ . 4) Filonov *et al.* (2000) analizaron la variabilidad de los campos de temperatura y salinidad en la zona costera de los estados de Jalisco y Colima con datos mensuales obtenidos de un CTD ondulante de 1995 a 1997. Ellos mostraron que las distribuciones verticales presentaron cambios estacionales significativos, relacionados con las variaciones anuales del ingreso de la energía solar, la evaporación, la precipitación y las descargas costeras en la región de estudio. En los perfiles de temperatura y salinidad, estos autores suprimieron las influencias deformantes

ocasionadas por las ondas internas. Es importante señalar que la oceanografía física en la costa occidental de México ha madurado notablemente en los últimos años, como lo demuestran los resultados preliminares de los cruceros PROCOMEX (Programa Oceanográfico del Occidente de México) presentados en el Seminario 2003 sobre Actividades Portuarias, Pesqueras y Turísticas en la Costa del Occidente de México, con la participación de cuatro instituciones (Universidad de Colima, El Colegio de México, el Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada y el Colegio de Michoacán), donde se mostraron las investigaciones oceanográficas desarrolladas entre 2000 y 2003. 5) Lavin<sup>1</sup> *et al.* (2003) hicieron hincapié en la física que controla los procesos marinos, cuando reseñaron la oceanografía física de los mares al suroeste de México, con la información obtenida durante seis cruceros oceanográficos (de 2000 a 2003) realizados frente a las costas del Océano Pacífico, entre los  $16^\circ \text{ N}$  y  $20^\circ \text{ N}$ , y hasta 180 km mar afuera. Ellos describieron la distribución de las masas de agua y la variación vertical de la capa de mezcla. Asimismo, mediante los datos obtenidos con un Perfilador de Corrientes Acústico Doppler (ADCP, por sus siglas en inglés), encontraron una corriente costera de aproximadamente 50 km de ancho, que se dirigía hacia el noroeste con velocidades de hasta  $50 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ . La aparente falta de continuidad de esta corriente a lo largo de la costa sugiere la presencia de ondas internas atrapadas o de giros de mesoescala en la zona. 6) Gómez-Valdés<sup>2</sup> *et al.* (2003) dieron a conocer la importancia de la variabilidad espacio-temporal de las distribuciones de temperatura y salinidad en la capa superior del océano frente a Guerrero, Michoacán y Jalisco, durante noviembre de 2000 y mayo-noviembre de 2001. Ellos analizaron las diferencias entre la capa isotérmica y la capa de mezcla.

Debido a que esta región es de las menos estudiadas en el Pacífico mexicano, el presente trabajo pretende contribuir al conocimiento de la variabilidad espacio-temporal de los campos físicos, como la

1. LAVIN, M. F., J. GÓMEZ-VALDÉS, E. BEIER, J. GARCÍA y V. GODÍNEZ. 2003. Oceanografía física de los mares del suroeste de México y las contribuciones de PROCOMEX. Presentación oral. *Seminario sobre las Actividades Portuarias, Pesqueras y Turísticas en la Costa del Occidente de México*. 28 al 31 de octubre 2003. Universidad de Colima.
2. GÓMEZ-VALDÉS J., M.F. LAVÍN, E. BEIER, V.M. GODÍNEZ y J. GARCÍA. 2003. Distribuciones de temperatura y salinidad en la capa superior del océano frente a Guerrero, Michoacán y Jalisco, durante noviembre 2000 y mayo-noviembre 2001. Presentación oral. *Seminario sobre Actividades Portuarias, Pesqueras y Turísticas en la Costa del Occidente de México*. 28 al 31 de octubre 2003. Universidad de Colima. México. México.

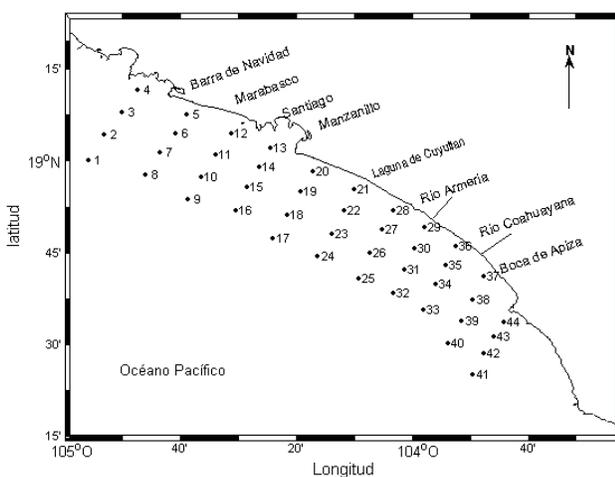
salinidad y la temperatura, así como de la circulación geostrofica del medio ambiente marino en la región costera de Colima.

El objetivo general fue estudiar durante un ciclo anual, las condiciones hidrológicas en el litoral de Colima, en las cuatro épocas del año, para lo cual se efectuaron cuatro campañas oceanográficas (febrero, mayo, agosto y noviembre del 2002) a bordo de los barcos *Altair* y *A. Humboldt* de la Armada de México, en colaboración con el Instituto Oceanográfico del Pacífico de la Secretaría de Marina. Además, se calculó la circulación geostrofica, referida a la profundidad máxima común en cada par de estaciones, en superficie y a 50 m de profundidad, a partir de los datos de temperatura y salinidad, con el propósito de contribuir al conocimiento oceanográfico de esta región del Pacífico mexicano.

## Métodos y materiales

El área de estudio se localiza en el litoral del estado de Colima sobre el Pacífico mexicano (Fig. 1). Comprende desde Punta San Telmo, Michoacán ( $18.4^{\circ}$  N y  $103.7^{\circ}$  O) hasta la Bahía de Barra de Navidad, Jalisco ( $19.1^{\circ}$  N y los  $104.95^{\circ}$  O).

Figura 1  
Área de estudio y distribución de estaciones oceanográficas



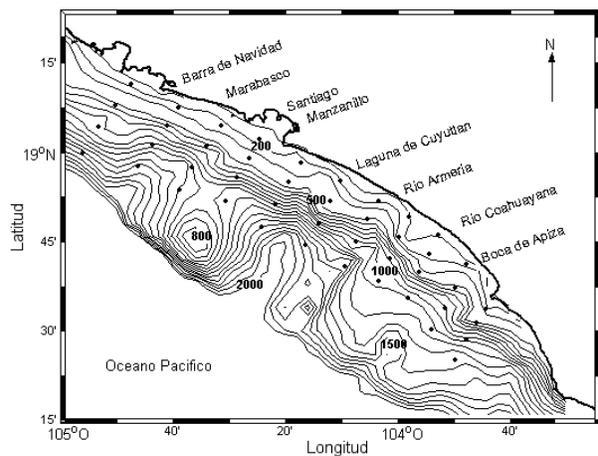
A lo largo de la franja costera de 18 km se efectuaron cuatro campañas oceanográficas como parte del proyecto Oceanografía Descriptiva del Estado de Colima (ODECOL). Se realizaron muestreos en 11 secciones perpendiculares a la costa, con cuatro estaciones oceanográficas cada una y separadas cada

3.6 km (Fig. 1), lo que hizo un total de 44 estaciones por cada crucero oceanográfico. Las mediciones fueron realizadas empleando un CTD Sea Bird SBE-19 Plus. Los datos fueron depurados empleando las utilerías proporcionadas por el fabricante y descritas en el Manual de Operación SBE-19 Plus (SEA-BIRD ELECTRONICS, 2001).

En general, la geomorfología del litoral colimense está integrada por costas rocosas y abruptas, con excepción de las áreas con influencia de ríos. Tiene una estrecha plataforma continental que abarca  $1\,320\text{ km}^2$  con 142 km de litoral aproximadamente (Fig. 2).

El perfil costero de esta zona está caracterizado por un declive pronunciado y un fondo casi uniforme, así como por la presencia de dos cañones submarinos, uno cerca de la bahía de Manzanillo y el otro cerca de Boca de Apiza (Fig. 2). Las isobatas son paralelas a la línea de costa hasta los 100 m de profundidad aproximadamente (Secretaría de Marina, 1973; Macías-Zamora *et al.*, 1985; Martínez-Venegas, 1995; Galicia y Gaviño, 2001; Rodríguez-Alonso, 2002).

Figura 2  
Batimetría (en metros) de la zona de estudio



La marea en la costa de Colima es del tipo semi-diurno con un rango de 70 cm en cada día de marea, con la particularidad de que las segundas pleamares y bajamares se amortiguan progresivamente (Secretaría de Marina, 1973; González, 2002).

## El método geostrofico

Uno de los primeros métodos indirectos que se utilizaron para la medición de las corrientes marinas fue el propuesto por Sandström y Helland-Hansen en 1903; ellos emplearon cartas de topografía dinámica para representar la corriente o el flujo geostrofico de las aguas sobre una superficie isobárica. Para la deter-

minación de las corrientes geostróficas es necesario conocer la variación del volumen específico a lo largo de una superficie isobárica, ya que este gradiente horizontal implica que las superficies de ese tipo se inclinan con respecto a otras más profundas, que tienden a aproximarse a una de nivel, por lo que se establece un declive geopotencial en las superficies superiores, que puede ser encontrado conociendo la variación del volumen específico sobre la capa isobárica, siempre y cuando a una profundidad dada, una superficie se mantenga horizontal. Las corrientes geostróficas se calculan en función de la inclinación geopotencial. En estas condiciones se puede determinar la corriente en la superficie isobárica superior, relativa a cualquier corriente posible en la superficie inferior, que se supone que está en el nivel y es tomada como referencia (Fomin, 1964).

Uno de los factores que pueden originar errores en el cálculo de las corrientes geostróficas es la selección de la superficie isobárica de referencia adecuada (Warsh y Warsh, 1971; Rosas-Cota, 1976; Young-Hyang, 2004, entre otros). En este caso se optó por tomar las superficies de 0 y 50 metros de profundidad, en virtud de que hubo varias estaciones que no sobrepasaron los 60 m de profundidad. La corriente de marea es otro elemento que puede influir en el cálculo de las corrientes geostróficas; sin embargo, puesto que en esta región el rango de marea es pequeño y por consiguiente las corrientes generadas son del orden de 1 a 2  $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$  (Clemente, 1991; Gaviño y Galicia, 1993), se considera que no afectan los cálculos de las velocidades si se emplean filtros adecuados en los datos de temperatura y salinidad.

Para eliminar la interferencia debida a las ondas internas, que en la región de estudio mantienen una periodicidad diurna y semidiurna y deforman la termoclina (Filonov, 2000), los valores de temperatura y salinidad se promediaron tres metros hacia arriba y tres metros hacia abajo, para cada cinco metros de profundidad, con el propósito de suavizar los datos antes de calcular las alturas dinámicas. Este trabajo se realizó de manera tal que no se alterara de manera significativa la circulación geostrófica.

## Resultados

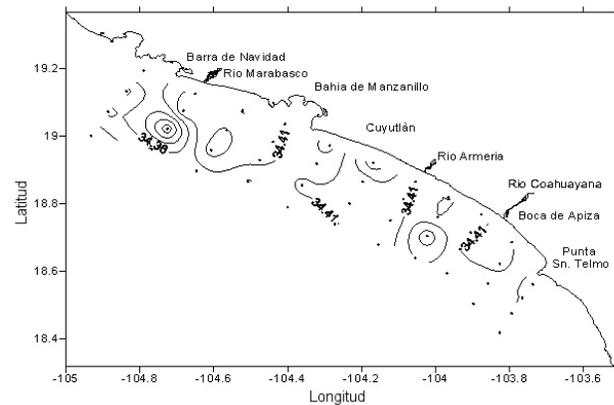
*Invierno (ODECOL-I, febrero de 2002)*

La distribución superficial de la salinidad, expresada en unidades prácticas (Fig.1), muestra un intervalo de variación muy estrecho. La salinidad mínima fue de 34.22 ups y ocurrió en las cercanías de Barra de Navidad, mientras que la máxima fue registrada entre

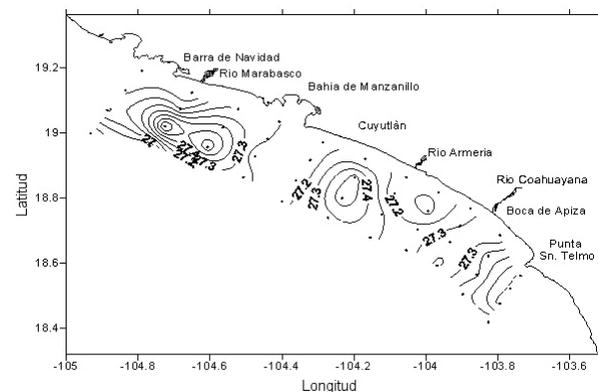
los ríos Armería y Coahuayana con un valor de 34.47 ups.

Respecto a la temperatura se encontró que la mínima y la máxima fueron de 26.70 °C y 27.55 °C, respectivamente. La primera ocurrió en las inmediaciones de la bahía de Manzanillo; en tanto que la máxima fue medida cerca de Cuyutlán. La salinidad y la temperatura medias fueron de 34.40 ups y 27.13 °C, respectivamente (Figs. 3 y 4).

**Figura 3**  
Distribución superficial de la salinidad (ODECOL-I),  
Unidades: ups



**Figura 4**  
Distribución superficial de la temperatura.  
(ODECOL-I), unidades: °C



Respecto a la circulación geostrófica, se presentó un flujo hacia afuera de la costa en las inmediaciones de la bahía de Manzanillo; frente a Cuyutlán se observó un remolino anticiclónico, mientras que en las proximidades de Boca de Apiza se percibió un flujo hacia el sureste. La velocidad máxima registrada en superficie y a 50 m, fue de 57.3  $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$  y 57.2  $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ , respectivamente, mientras que las medias fueron de 19.2  $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$  y 17.5  $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ , en ese orden (Figs. 5 y 6).

Figura 5  
Circulación geostrofica superficial. ODECOL-I

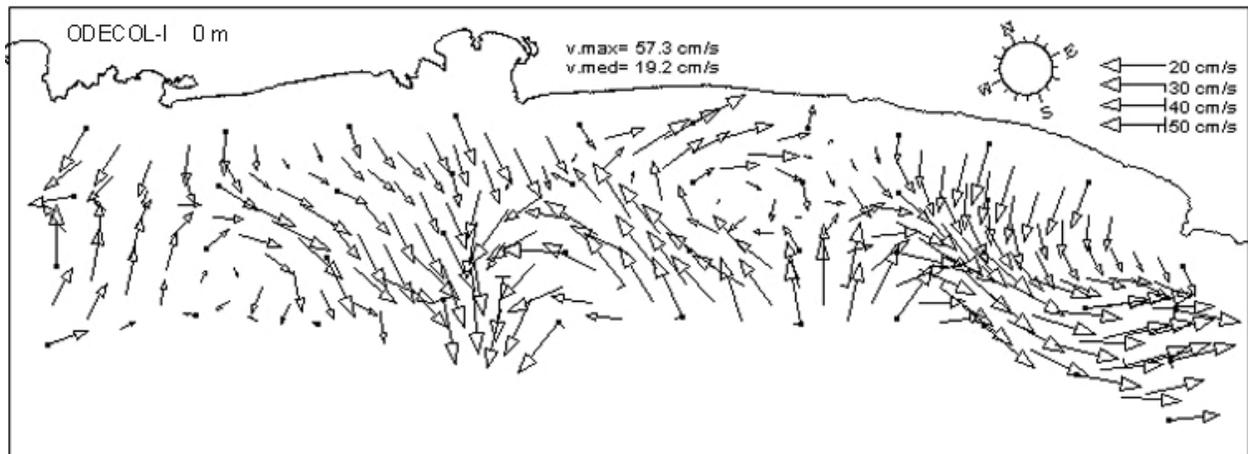
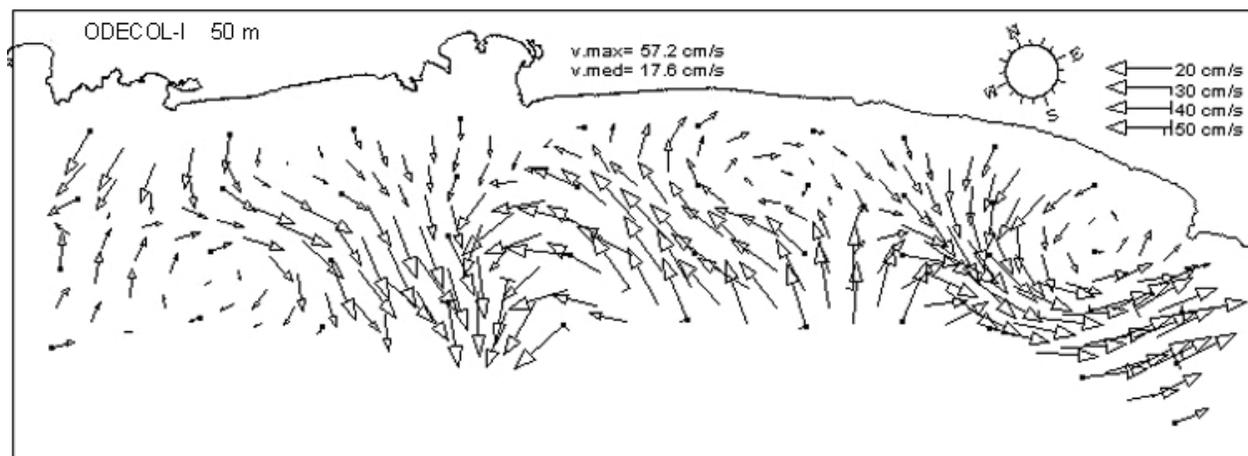


Figura 6  
Circulación geostrofica a 50 m, ODECOL-I

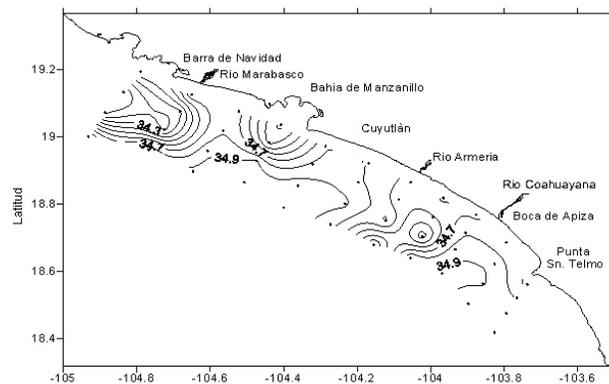


Primavera (ODECOL-II, mayo de 2002)

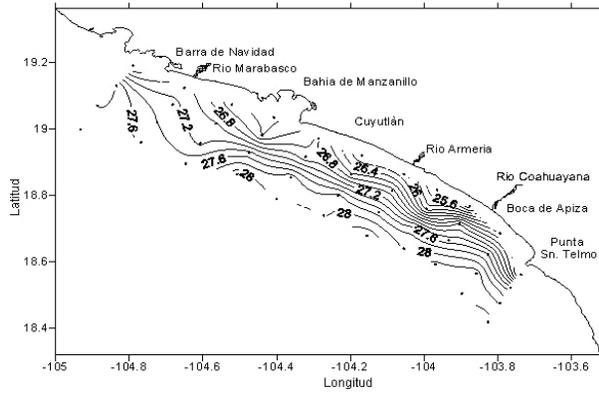
La salinidad y la temperatura mínimas fueron de 34.66 ups y 25.18 °C, respectivamente, mientras que los valores máximos fueron de 34.95 ups y 28.37 °C. Los valores medios fueron de 34.83 ups y 27.08 °C, respectivamente. En esta época se registraron las temperaturas más bajas de todo el periodo de muestreo (Figs. 7 y 8).

Entre Barra de Navidad y Manzanillo se presentó una corriente con dirección neta hacia la costa (Noreste) con velocidad máxima de 45 cm·s<sup>-1</sup> que se bifurcó en un remolino ciclónico frente a Barra de Navidad y uno anticiclónico frente a la bahía de Manzanillo. El remolino anticiclónico se mantuvo enfrente de la parte central de la Laguna de Cuyutlán, con valores de velocidad de aproximadamente 12 cm·s<sup>-1</sup>. Entre Tecomán y Boca de Apiza se generó

Figura 7  
Distribución superficial de la salinidad, ODECOL-II, Unidades: ups



**Figura 8**  
Distribución superficial de la temperatura.  
ODECOL II. Unidades °C



una zona de inestabilidad, con transporte neto paralelo a la costa hacia el sur, con velocidades máximas de  $35 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$  en superficie y de  $21.7 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$  a 50 m, siendo la media en superficie de  $12.7$  y a 50 m de  $7 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ , (Figs. 9 y 10).

Verano (ODECOL-III, agosto-2002)

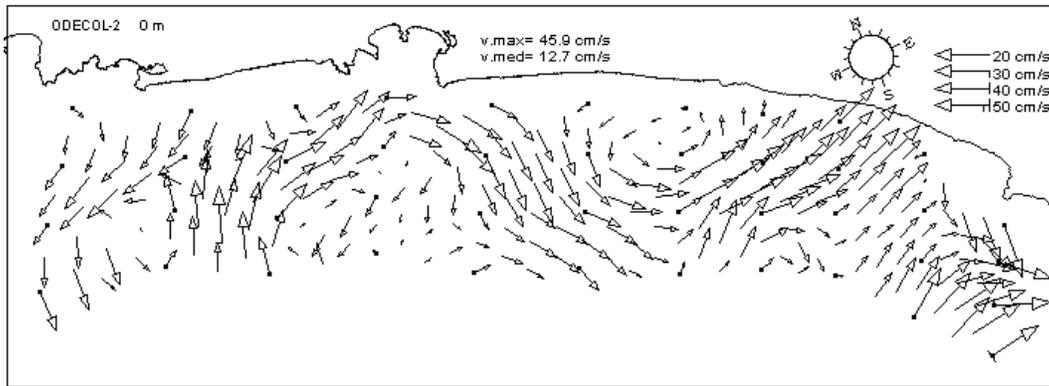
La salinidad y temperatura mínimas fueron  $33.6$  ups y  $29.3$  °C, respectivamente; mientras que los valores máximos fueron  $34.68$  ups y  $30.5$  °C. Los valores medios fueron  $34.15$  ups y  $30.0$  °C (Figs. 11 y 12). En esta época se registró la temperatura más alta de todo el año y el menor rango de variación ( $1.2$  °C), la temperatura mínima se midió frente a los ríos Marabasco ( $29.3$  °C) y Coahuayana ( $30.1$  °C).

En la zona noroeste se generó un remolino anticiclónico que abarcó desde Barra de Navidad hasta Manzanillo (Figs. 13 y 14) y produjo un transporte neto hacia la parte oceánica con velocidad promedio de  $22 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ . En la parte sur, entre Tecomán y Boca de Apiza, se estableció un remolino ciclónico con velocidades máximas de  $66 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ .

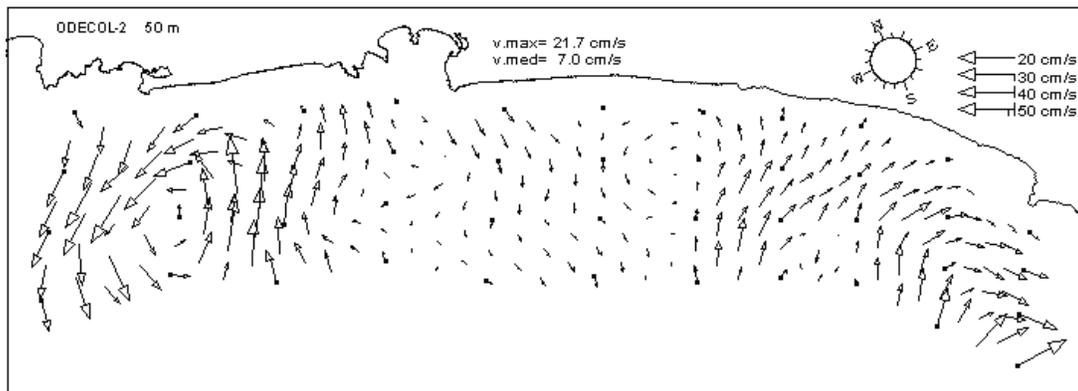
Otoño (ODECOL-IV, noviembre de 2002)

Las figuras 15 y 16 muestran que la salinidad y la temperatura mínimas fueron de  $33.0$  ups y  $28.3$  °C,

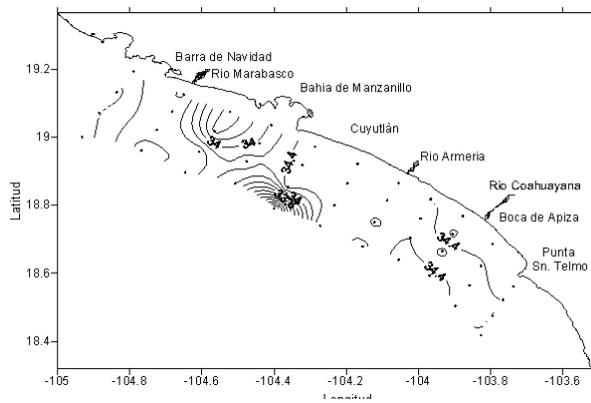
**Figura 9**  
Circulación geostrofica superficial, ODECOL-II



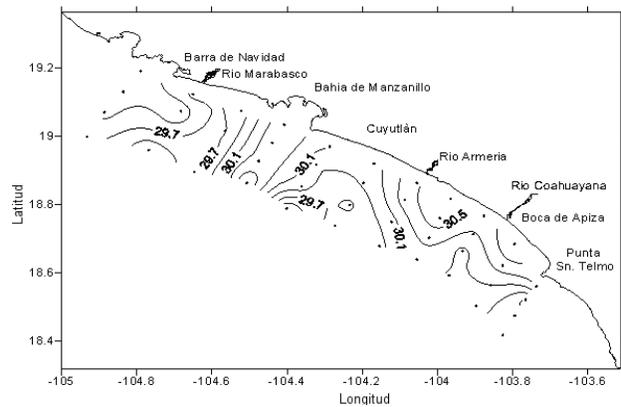
**Figura 10**  
Circulación geostrofica a 50 m, ODECOL-II



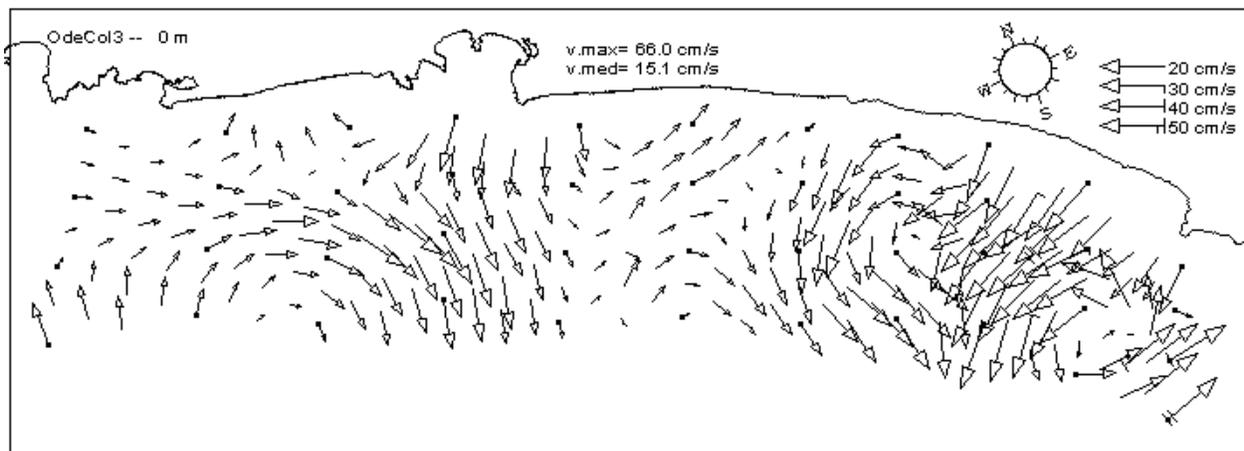
**Figura 11**  
Distribución superficial de la salinidad, ODECOL III.  
Unidades ups



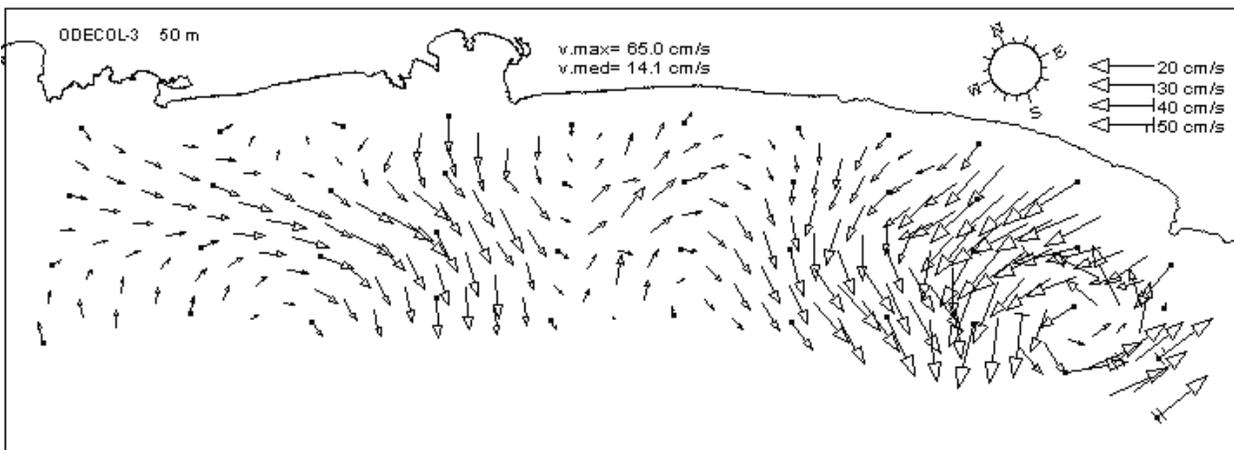
**Figura 12**  
Distribución superficial de la temperatura.  
ODECOL III. Unidades °C



**Figura 13**  
Circulación geostrofica superficial, ODECOL-III



**Figura 14**  
Circulación geostrofica a 50 m, ODECOL-III



respectivamente, con valores máximos de 34.3 ups y 29.30 °C. Los valores promedio correspondieron a 33.65 ups y 28.8 °C.

Las temperaturas más altas tuvieron amplia distribución, tanto en las estaciones oceánicas como en las costeras, con un valor máximo promedio de 29.8 °C; las temperaturas más bajas (28.3 °C) se encontraron en la zona costera, frente a Boca de Apiza.

En otoño en la zona noroeste, frente a Barra de Navidad, existió un transporte neto hacia el continente con velocidades promedio de hasta 18.8 cm·s<sup>-1</sup>. Cerca a la parte central de la laguna de Cuyutlán se formó un remolino anticiclónico que se contrapuso con uno de tipo ciclónico que abarcaba desde Boca de Apiza hasta Tecomán, esto generó un flujo neto hacia el océano con velocidades promedio de hasta 9.3 cm·s<sup>-1</sup> (Figs. 17 y 18). Los patrones de circulación geostrofica fueron semejantes en superficie y a 50 m de profundidad.

En este estudio se observó que durante las cuatro estaciones del año el comportamiento horizontal de la temperatura y la salinidad, en el nivel superficial, difiere entre los valores mínimos y máximos en 5 °C y 1.9 ups, respectivamente. Mientras que a 100 m de profundidad, difieren en 2.2 °C y 0.35 ups, en el mismo orden.

Figura 15

Distribución superficial de la salinidad, ODECOL IV

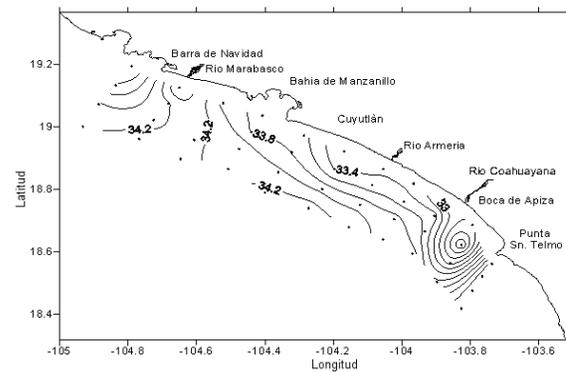


Figura 16

Distribución superficial de la temperatura, ODECOL IV

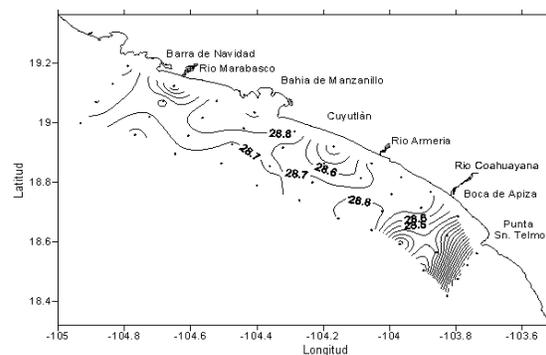
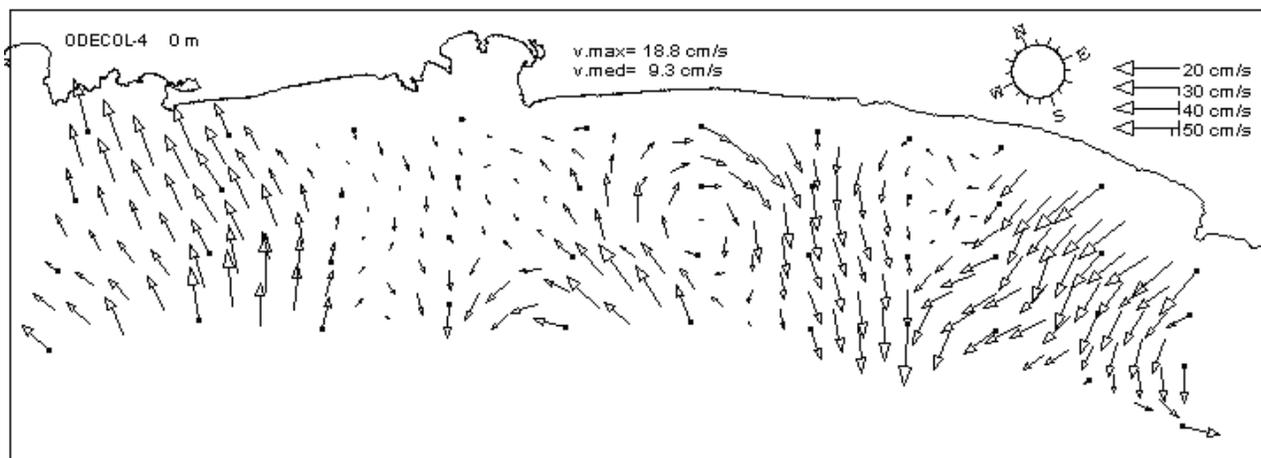


Figura 17

Circulación geostrofica superficial, ODECOL-IV

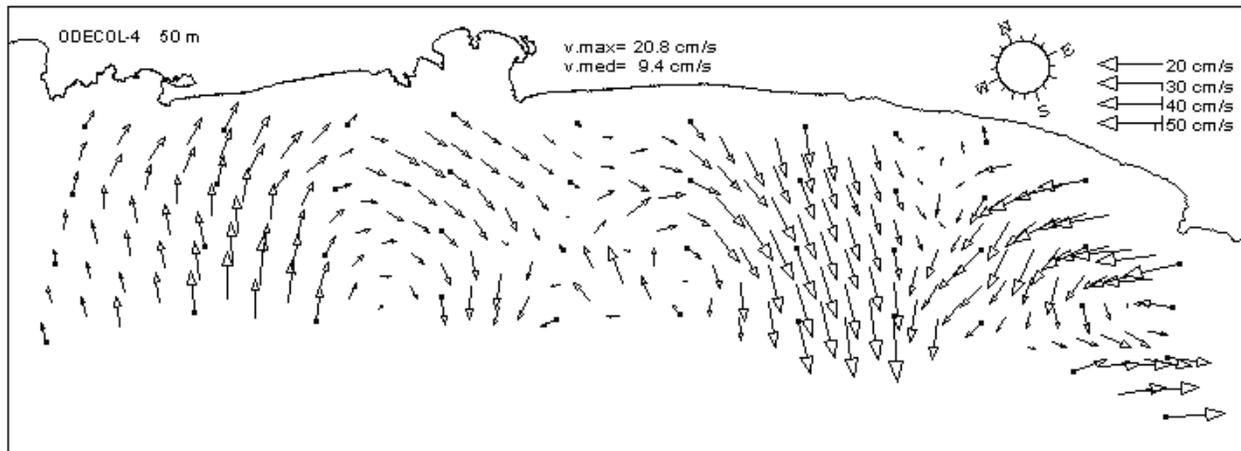


## Discusión

Es importante señalar que las estaciones oceanográficas cercanas a la costa se ubicaron sobre la plataforma continental, muy angosta en esta región (Fig.

2) y delimitada por la isobata de 200 m; mientras que las estaciones más alejadas de la costa se localizaron sobre el talud continental, en donde el fondo es muy irregular y la profundidad llega hasta los 2 000 m. Algunas de estas estaciones de muestreo estuvie-

Figura 18  
Circulación geostrófica a 50 m, ODECOL-IV



ron muy cercanas a los cañones submarinos que hay frente a la desembocadura del río Armería y la bahía de Manzanillo. De acuerdo con la distribución de las estaciones se esperaría encontrar agua más cálida en las estaciones próximas a la costa, que en las más alejadas de ésta durante todo el año. Sin embargo, en primavera las temperaturas más bajas se observaron cerca de la costa, frente al río Armería, lo cual podría ser atribuible a la circulación vertical ocasionada por el esfuerzo del viento (surgencia).

La presencia de dicho núcleo de agua fría también podría ser imputable a las irregulares y complejas ondas internas, cuya presencia en el Pacífico mexicano ha sido reportada (Filonov *et al.*, 2000; González-Ruelas, 2000). Empero, el núcleo frío fue recurrente, las mediciones con el CTD se realizaron en un periodo corto y los datos fueron filtrados, lo que lleva a suponer que las ondas internas no son el mecanismo responsable de esas aguas frías.

En el verano y el otoño, las descargas de los ríos aumentan su caudal y los vientos intensifican su magnitud, debido a la presencia de ciclones y tormentas tropicales. La Comisión Nacional del Agua (CNA) reportó que durante 2002 se presentaron 12 ciclones tropicales en el Pacífico mexicano, de los cuales *Julio* (septiembre) y *Kenna* (octubre) afectaron, en forma directa, el litoral del estado de Colima con lluvia, viento y oleaje. Esto provocó cambios significativos en los campos superficiales de salinidad y temperatura en el muestreo de otoño, en el que se registró la salinidad más baja de los cuatro muestreos.

En noviembre de 2000, 2001 y 2002, Lavin<sup>1</sup> *et al.* (2003), mediante mediciones con un Perfilador de Corrientes Acústico Doppler (ADCP) encontraron una corriente costera alrededor de 50 km de ancho, dirigida

hacia el noroeste con velocidades de hasta 50  $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ . Esto coincide con los resultados de este trabajo obtenidos durante el invierno y el otoño, entre la bahía de Manzanillo y Barra de Navidad, aunque difirió con los de primavera y verano, lo que puede ser debido a que esos autores consideraron una franja costera más amplia y en este trabajo sólo se abarcó hasta 18 km, con una red de estaciones oceanográficas influenciadas por el relieve del fondo oceánico.

Por otra parte, Gómez-Valdés<sup>2</sup> *et al.* (2003) dieron a conocer la importancia de la variabilidad espacio temporal de las distribuciones de temperatura y salinidad en la capa superior del océano frente a la costa de los estados de Guerrero, Michoacán, Colima y Jalisco, durante la época de los ciclones para investigar las diferencias entre la capa de temperatura constante (capa isotérmica) y la capa de densidad constante (capa de mezcla).

Los resultados geostróficos indican que el sistema de circulación se conserva en superficie y a los 50 m de profundidad. Algunas de las características de la circulación fueron los remolinos y flujos hacia afuera de la costa en las cercanías de los cañones submarinos, frente al río Armería y la bahía de Manzanillo. Las máximas velocidades superficiales se presentaron en invierno y verano, tanto en la superficie como a 50 m de profundidad. Los remolinos también se detectaron durante la primavera y el otoño, a pesar de que las velocidades máximas fueron significativamente menores, en especial en este último periodo.

Debido a que este trabajo se realizó muy cerca de la costa, se observó que las variables fueron influenciadas por los procesos que se presentan en la plataforma continental, como fue el caso de los ciclones tropicales, que alteraron los campos de viento, que

juegan un papel muy importante en la dinámica costera de la región.

### Agradecimientos

Los autores agradecen la invitación del Instituto Oceanográfico del Pacífico de Manzanillo, la Secretaría de Marina, la Armada de México, para colaborar con ellos en los cuatro ODECOL. De igual manera a la Universidad de Colima por el apoyo para participar en estos cruceros y con asistencia de estudiantes de FACIMAR. A los revisores anónimos, quienes con sus comentarios y sugerencias contribuyeron a mejorar este trabajo.

### Referencias bibliográficas

- CARBAJAL, N. y M. Galicia. 2002. Earthquake-induced Helmholtz resonance in Manzanillo lagoon, Mexico. *Revista Mexicana de Física*. 48(3):192-196.
- CLEMENTE, R., R. 1991. *Análisis de la corriente subsuperficial de marea en dos puntos fijos de la bahía de Manzanillo, Colima*. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Marinas. Universidad de Colima. México. 93p.
- FILONOV, A. E. 2000. Estructura espacial de los campos de temperatura y salinidad en presencia de ondas internas en la plataforma continental de los estados de Jalisco y Colima, México. *Ciencias Marinas*, 26(1):1-21.
- FILONOV, A. E., I. Tereshchenko, E. Monzón, M.E. González-Ruelas y E. Godínez-Domínguez. 2000. Variabilidad estacional de los campos de temperatura y salinidad en la zona costera de los estados de Jalisco y Colima, México. *Ciencias Marinas*, 26(2):303-321.
- FOMIN, L.M. 1964. *The Dynamic method in Oceanography*. Elsevier Oceanography Series. Elsevier. Ámsterdam. 212p.
- GALICIA, M. 1987. *Modelación hidrodinámica numérica de las bahías de Manzanillo y Santiago*. Tesis de Maestría. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. UNAM. México. 66p.
- GALICIA, M. 1994. Aspectos de modelación numérica tridimensional de la bahía de Manzanillo. *GEOS*, 14(5):2.
- GALICIA, M. y R.J. Gaviño. 1996. Estudio numérico de refracción de oleaje y circulación en la costa de Colima. *GEOS*, 16(4):256.
- GALICIA, M. y R.J. Gaviño. 2001. Análisis espectral de algunos parámetros meteorológicos en Manzanillo, Colima. *GEOS*, 21(4):155.
- GÁMEZ de R. E. 1998. *Aplicaciones de cómputo para determinar la hidrodinámica aledaña a los estados de Jalisco y Colima*. Tesis de Maestría. Facultad de Ingeniería Electromecánica. Universidad de Colima. México. 194p.
- GAVIÑO, J. y M. Galicia-P. 1993. *Modelación hidrodinámica numérica de algunos cuerpos de agua de la Zona Económica Exclusiva de México*. Informe Interno. CEUNIVO-Universidad de Colima. México. 155 pp.
- GAVIÑO, J. y M. Galicia-P. 1994. *Estudio de refracción de oleaje en la bahía de Manzanillo*. Reporte Interno CEUNIVO-Universidad de Colima. México. 43p.
- GAVIÑO, J. y M. Galicia-P. 1995. Estudio de refracción de oleaje y de oscilaciones del nivel del agua (seiches) en el Puerto Interior de San Pedrito, Manzanillo Colima. *GEOS*, 15(2):16-17.
- GONZÁLEZ, J. 2002. *Tablas de mareas, 2002 del Puerto de Manzanillo*. Departamento de Oceanografía Física. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, BC. México. 20p.
- GONZÁLEZ-RUELAS, M.E. 2000. *Estructura termohalina de las aguas, corrientes y ondas internas en la costa occidental de México*. Tesis de Doctorado. Postgrado Interinstitucional en Ciencias Pecuarías. Universidad de Colima. Tecomán, 140p.
- JICA. 1985. *Draft final report for the study on the development project of the Port of Manzanillo in the United Mexican States*. Agencia Japonesa para la Cooperación Internacional. Manzanillo, Colima. México. 547p.
- LANCÍN, M. y A. Carranza. 1976. Estudio geomorfológico de la bahía y la playa de Santiago en Manzanillo Colima. *Revista del Instituto de Geología*, UNAM. 2:43-65.
- LÓPEZ-QUIROZ, J. 1990. *Variación estacional de la termoclina en un transecto entre el Puerto de Manzanillo e Isla Socorro*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Marinas. Universidad de Colima. México. 85p.
- MACÍAS-ZAMORA, R., H. Santana-Hernández y J.J. Váldez-Flores. 1985. *Prospección hidroacústica en el litoral del estado de Colima*. Informe Final Conacyt clave IRT/NAL/83/2091. SEPESCA/INP, CRIP-Manzanillo, Col. 46p.
- MARTÍNEZ-VENEGAS, R. 1995. *Análisis de datos de radiosondeo atmosférico de la Estación de Manzanillo del Sistema Meteorológico Nacional*. Tesis Licenciatura. Facultad de Ciencias Marinas. Universidad de Colima. México. 135p.
- RODRÍGUEZ-ALONSO, R. 2002. *Análisis de perfiles de playa en la costa norte de Colima, de febrero de 2001 a febrero de 2002*. Tesis Licenciatura. Facultad de Ciencias Marinas. Universidad de Colima. México. 157p.
- ROSAS-COTA, A. 1976. Corrientes geostroficas en el Golfo de California en la superficie y a 200 metros, durante las estaciones de invierno y verano. *California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations Reports*, 19(1):89-106.
- SANDSTRÖM, J. W. y B. Helland-Hansen. 1903. Ueber die Berechnung von Meerestromungen, *Rep. Norweg. Fish Invest.*, 2(4):43.
- SEA-BIRD ELECTRONICS. 2001. *Seasoft CTD data acquisition software. Technical Manual*. SEA-BIRD ELECTRONICS INC, Washington, EU. 45p.
- SECRETARÍA DE MARINA. 1973. *Estudio geográfico de la región de Manzanillo Colima*. Dirección General de Oceanografía y Señalamiento Marítimo. México, DF, 157p.
- WARSH, C. E. y K.L. Warsh. 1971. Water exchange at the mouth of the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 76(33):8098-8106.
- YOUNG-HYANG, P. 2004. Determination of the surface geostrophic velocity field from satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 109(C05006):1-15.
- ZEPEDA, G. J. 1987. *Estudio de las distribuciones de sedimentos bentónicos en las bahías de Manzanillo y Santiago, Colima*. Instituto Oceanográfico de Manzanillo. Secretaría de Marina. Reporte Interno. Manzanillo, Colima. 89p.