

# COMPORTAMIENTO ESTACIONAL DE LA CAPA DE MEZCLA MARINA EN LA REGIÓN NORTE DEL GOLFO DE CALIFORNIA

## MARINE SEASONAL BEHAVIOR OF THE MIXED LAYER IN THE NORTHERN GULF OF CALIFORNIA

Emilio Palacios Hernández.<sup>1</sup>, Laura Carrillo B.<sup>2</sup>

[emilio6x111@hotmail.com](mailto:emilio6x111@hotmail.com) / [lcarrillo@ecosur.mx](mailto:lcarrillo@ecosur.mx)

Recibido: noviembre 02, 2015 / Aceptado: febrero 13, 2016 / Publicado: febrero 19, 2016

**RESUMEN.** Se realiza la descripción de la profundidad de la capa de mezcla marina superficial (PCM) en la Región Norte del Golfo de California (RNGC), utilizando datos hidrográficos obtenidos en 17 cruceros oceanográficos desde 1971 hasta 1996. La profundidad de la capa se estima directamente de los perfiles de densidad.

El promedio de distribución espacial muestra un máximo bien definido en la salida del canal de Ballenas y un mínimo en las costas de Sonora y de Baja California donde la capa de mezcla no puede ser más profunda ya que son lugares demasiado someros y la mezcla cubre toda la profundidad del lugar.

La PCM en la RNGC tiene una señal estacional con una transición en abril y otra en octubre. En verano (julio a septiembre) la profundidad de la capa de mezcla se caracteriza por ser demasiado somera mostrando un máximo de 48 m y un mínimo de 10 m, mientras que en invierno (enero a marzo) se profundiza a un máximo de hasta 100 m.

Existe una anomalía en el evento de marzo de 1973 la cual muestra estimaciones de PCM mayores que las esperadas, estas anomalías al parecer son causadas por el evento interanual El Niño (EN) 1972-1973, ya que no se pudo encontrar evidencia similar del fenómeno en otros marzos.

**PALABRAS CLAVE:** Profundidad de la capa de mezcla, Estacional, FEOs, Giros.

**ABSTRACT.** A description of the depth of the marine surface mixed layer in the Northern Region of the Gulf of California, using hydrographic data obtained in 17 oceanographic cruises from 1971 to 1996. The depth of the layer is estimated directly from each density profile and gives a detailed description.

The average of spatial distribution shows a well defined maximum in the output of the Canal de Ballenas and a minimum in the coast of Sonora and Baja California where the mixed layer could not be deeper because of the shallowness of the zone.

<sup>1</sup> Universidad De Guadalajara, Revolución 1500, Guadalajara, Jal. C. P. 44840; (33) 13-78-59-00 ext. 27766

<sup>2</sup> El Colegio de la Frontera Sur, Av. del Centenario Km. 5.5. Chetumal, Quintana Roo, México. C.P. 7790

The depth of the mixed layer in the RNGC has a seasonal signal, with a transition in April and October. In the summer (July to September) the depth of the mixed layer is characterized by being too shallow with a maximum of 48 m and a minimum of 10 m, while in winter (January to March) the depth of the mixed deepens to a maximum of up to 100 m.

There is an anomalous event in March 1973 which shows measurements of depth mixed layer abnormally high, these anomalies are presumed to be caused by the event El Niño (EN) 1972-1973, as they could not find evidence of similar phenomenon in other March months.

**KEY WORDS:** Mixed layer depth, seasonal, EOF's, Gyres

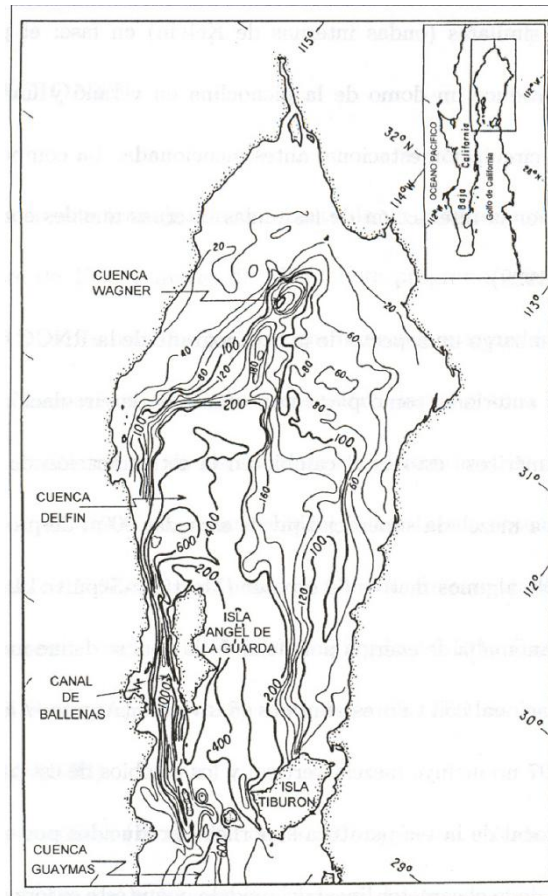
## 1. Introducción

La continua interacción entre la atmósfera y el océano se manifiesta a través de cambios constantes en la distribución espacial y temporal de sus variables físicas y en los primeros metros de profundidad del océano.

La estructura vertical de la temperatura, salinidad y densidad, suele variar notablemente de una localidad a otra y es significativamente sensible a los cambios de los procesos que la generan, tales como el esfuerzo del viento, oleaje, flujos de calor a través de la superficie del mar, entre otros. Por lo tanto, es común observar una distribución vertical homogénea de estos parámetros en los primeros 25 m de profundidad, formando lo que se conoce como capa de mezcla superficial. Dentro de esta capa llamada también “capa límite oceánico-planetaria” [1] y a través de sus fronteras tienen lugar muchos procesos interesantes que tienen gran impacto en la dinámica oceánica, en la vida marina y por consecuencia, en la vida humana. Los efectos de fricción y del transporte de Ekman son ejemplos de esos procesos. También la capa de mezcla es un lugar en donde se guarda y administra gran cantidad de calor que se intercambia con la atmósfera, contribuyendo así con la moderación del clima.

Por lo tanto el conocimiento, predicción de la temperatura y profundidad de la capa de mezcla son importantes en la modelación de la dinámica en zonas de fuerte interacción océano-atmósfera. Además, la riqueza en vida marina de cualquier región está determinada por su productividad y tiene lugar dentro de la capa de mezcla principalmente, por lo que el conocimiento preciso de su distribución y variabilidad es de interés económico en problemas de pesquerías y particularmente en el estudio de la evolución y distribución de las poblaciones marinas [1-4].

A pesar de que se conoce el papel que juega la capa de mezcla no existe una definición cuantitativa única en términos de parámetros como el gradiente y el rango de temperatura superficial, lo que implica que se referirá a la estructura que se forma sobre la termoclina estacional. Así, partiendo de la definición cualitativa que habla de una “capa relativamente homogénea y bajo la cual el gradiente de la temperatura aumenta significativamente”, los perfiles verticales hidrográficos proporcionan información suficiente para alcanzar el objetivo planeado en este trabajo.



**Figura 1.** Batimetría y Cuencas de la Región Norte del Golfo de California, profundidades en metros.

La RNGC es la zona localizada entre la península de Baja California y el estado de Sonora, y limitada al sur por el umbral de la Cuenca Salsipuedes-Canal de Ballenas y por las Islas Ángel de la Guarda y Tiburón (Figura 1). Se diferencia de las otras regiones del Golfo principalmente por ser una cuenca somera, con profundidades generalmente menores a 200 m (destacando dos cuencas: Wagner y Delfín, de hasta 200m y 800m de profundidad, respectivamente) y por su clima continental, observándose grandes cambios anuales ( $20^{\circ}$  C) y diurnos (hasta  $10^{\circ}$  C) en la temperatura del aire [5], lo cual es típico de regiones desérticas. Esto es debido a que el efecto climático del Océano Pacífico sobre esta región es interrumpido por la presencia de la cadena montañosa de Baja California [5]. La RNGC está expuesta a fuertes corrientes de marea, intensa evaporación y el enfriamiento de la superficie en invierno producen condiciones de inestabilidad que generan movimientos convectivos de masas de agua [6]. [7] Cuantificó la importancia relativa de los vientos, las mareas y la convección en la mezcla vertical del Golfo Norte y encontró que la pérdida de calor durante el trimestre de octubre a diciembre produce siete veces más mezcla que el viento en las partes profundas. También aquí se observan los mayores rangos de temperatura anuales en las capas superiores, alta productividad fitoplanctónica [8, 9] y vientos que soplan del norte la mayor parte del año.

Actualmente se cuenta con una considerable cantidad de observaciones de temperatura y otras variables las cuales permiten realizar una descripción de la “profundidad de la capa de mezcla (PCM)”. El

único antecedente directo que existe es el Atlas elaborado por [10] con muy poca información. Una actualización del trabajo anterior fue realizada en 1994 por [6]. Por lo anterior se determinará la distribución de la capa de mezcla superficial en la RNGC, destacando la presencia de patrones espaciales generales y se describirá su variación estacional mediante la utilización de Funciones Empíricas Ortogonales.

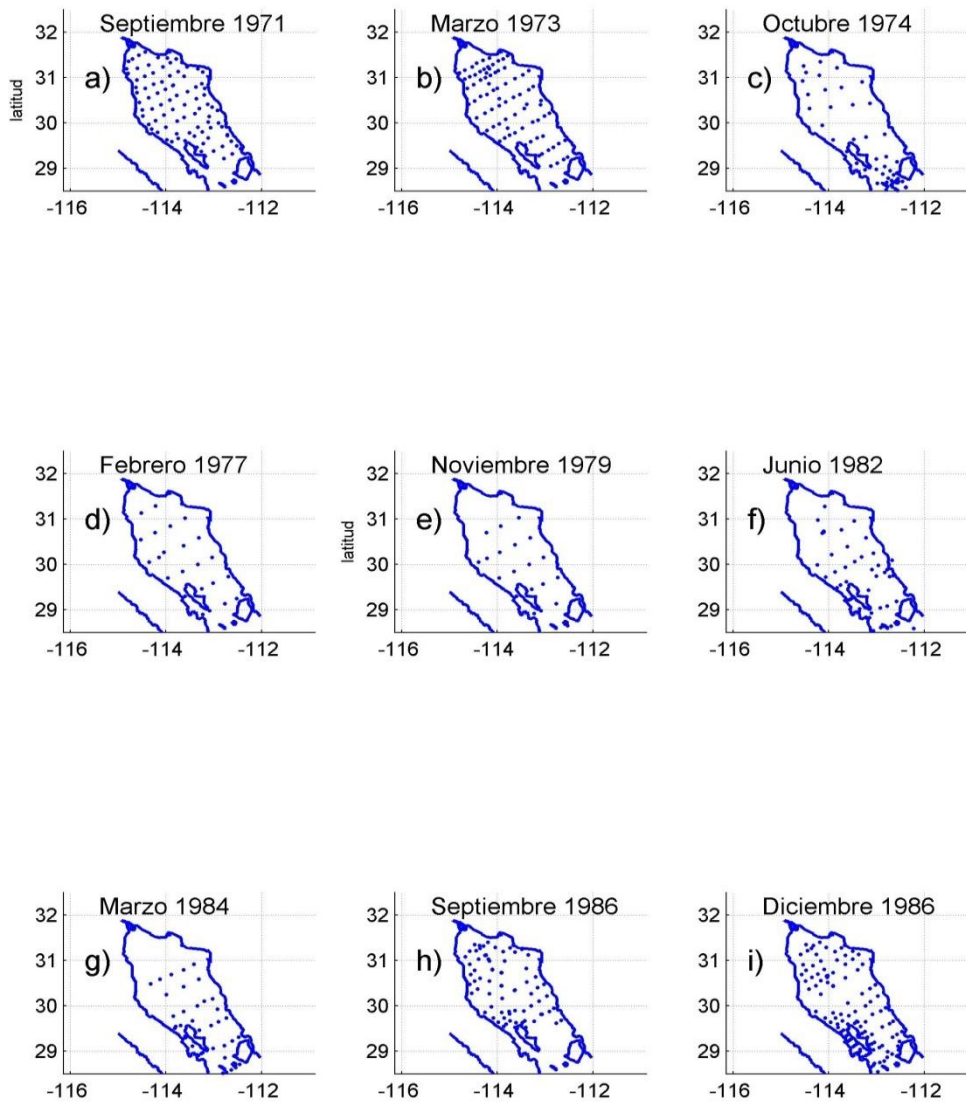
## 2. DATOS Y METODOS

Los datos hidrográficos de botellas fueron tratados de acuerdo a [11] y los de CTD de acuerdo a [12] existen diferentes métodos para la estimación de la profundidad de la capa de mezcla derivada de datos. Una forma generalizada de hacerlo es especificando un límite de la variación del perfil de temperatura a partir de una cierta profundidad [6]. Esta puede ser en la superficie, pero lo común es fijarla algunos pocos metros bajo ella para evitar las variaciones debidas a ciclos diurnos u otras fluctuaciones que no sean producidas por cambios estacionales [13].

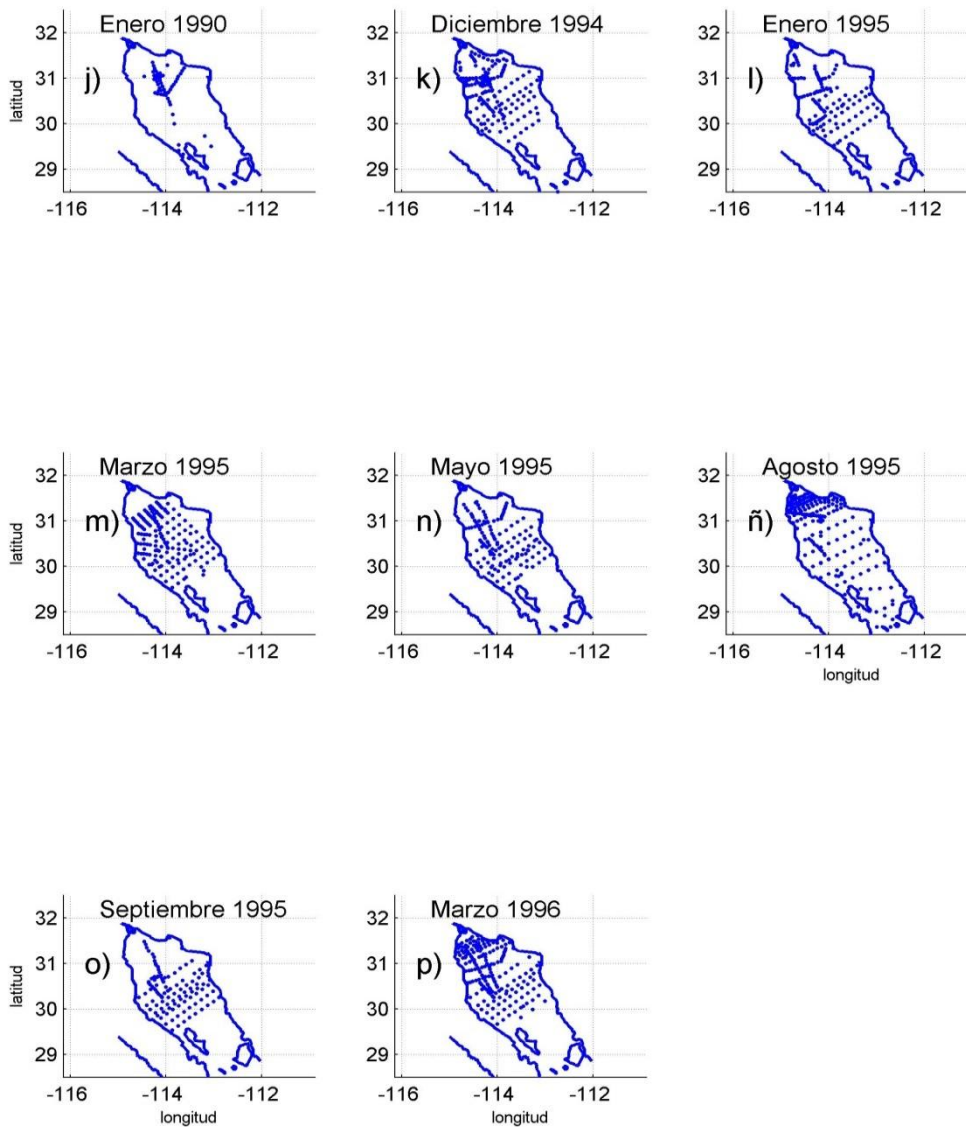
Para establecer la profundidad de la capa de mezcla se elige un rango de temperatura, el cual varía entre diferentes autores. La razón principal es que la profundidad promedio de la capa de mezcla depende de las condiciones meteorológicas e hidrográficas típicas de la zona que se esté investigando. Por ejemplo, [14], definieron la profundidad de la capa como la diferencia de un grado centígrado respecto a la temperatura de los diez metros. [15], la definieron como la máxima profundidad sobre la cual la temperatura observada variará  $0.05^{\circ}\text{C}$  con respecto de la temperatura a los cinco metros de profundidad. [16] Establecieron un cambio de temperatura dentro de la capa de mezcla de  $0.02^{\circ}\text{C}$  desde la superficie. Otros métodos están basados en procedimientos numéricos como el descrito por [17] y otros autores [18, 19] el objetivo consiste básicamente en aproximar segmentos de rectas a los datos observados usando la condición del mínimo error cuadrático para elegir la mejor aproximación.

Una excelente clasificación de los perfiles de temperatura basada en la presencia y magnitud de diversos parámetros característicos de los perfiles tomados de diversas áreas del océano está dada por [20] [21] describe detalladamente la relación entre la estructura vertical y los factores que la afectan en los cuales especifica el punto de la estructura hasta donde se encuentra la profundidad de la capa de mezcla y de la termoclina, [22], muestra diferentes tipos de capa de mezcla y [23] propone un método basado en una segunda derivada de los perfiles de temperatura.

Sin embargo los métodos anteriores no permiten calcular de manera objetiva la profundidad de la capa mezclada a excepción de [23], pero en este caso se debe obtener a partir de campos de densidad, [13] propone un método objetivo para evaluar la PCM a partir del campo de densidad, que es el que se utiliza en este trabajo y que consiste básicamente en establecer un cambio de densidad desde los 10 m de profundidad (para evitar variaciones diurnas) y determinar el fondo de la capa mezclada, dado por el cambio de densidad debido a la diferencia entre la temperatura a 10 m y  $0.8^{\circ}\text{C}$  por debajo de los 10 m



**Figura 2.** Cruceros oceanográficos, a) septiembre de 1971, b) marzo de 1973, c) octubre 1974, d) febrero de 1977, e) noviembre de 1979, f) junio de 1982, g) marzo de 1984, h) septiembre de 1986, i) diciembre de 1986.



**Figura 2** (Continuación). j) enero de 1990, k) diciembre de 1994, l) enero de 1995, m) marzo de 1995, n) junio de 1995, ñ) agosto de 1995, o) septiembre de 1995 y p) marzo de 1996.

En este trabajo se utiliza información obtenida en 17 cruceros realizados en la RNGC desde 1971 hasta 1996 con un total de 1044 perfiles de temperatura, salinidad y densidad. Los datos fueron obtenidos mediante lances de botella y CTD, ([Figura 2](#)). En la metodología se localizaron los lances en la RNGC y se realizó el algoritmo propuesto por [13] para determinar la profundidad de la capa de mezcla.

Con la PCM se elabora una tabla o matriz de cada perfil para cada uno de los cruceros en el cual se especifica el número de lance su latitud, longitud y la PCM en metros.

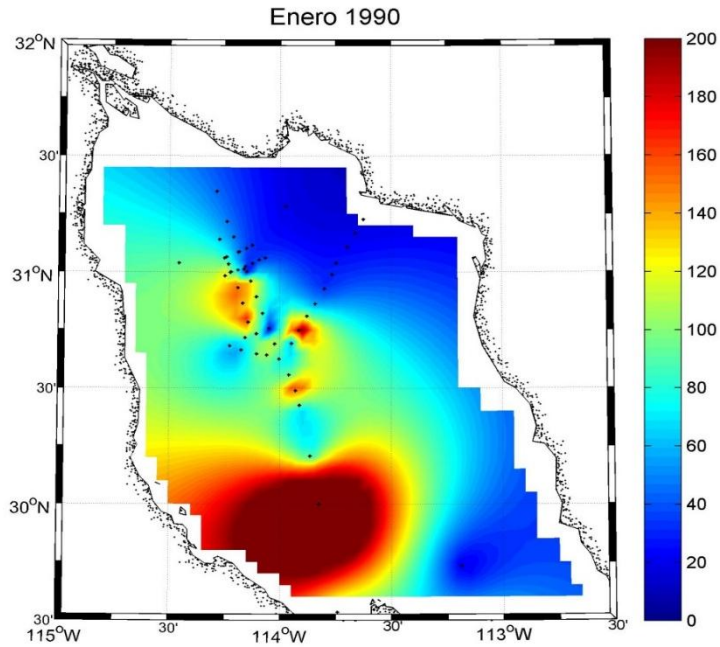
Por medio de mapeo objetivo [24] se interpola la PCM y realizar una descomposición por medio de Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs). Una forma de extraer la estructura espacial y la variabilidad temporal del campo de temperatura superficial es mediante el uso de FEOs, cuya aplicación sólo depende de consideraciones estadísticas. Las FEOs nos permiten cuantificar la varianza total de las series de temperatura en modos ortogonales o independientes entre sí. De esta manera se obtiene modos o estructuras que contienen el mayor porcentaje de la varianza [25], los cuales probablemente representen las señales espaciales y temporales de la variabilidad de propiedades del mar tales como: temperatura, densidad, salinidad, profundidad u otras variables dominantes en la región de estudio, en este caso específico la PCM, puede descomponerse en diferentes modos. Los primeros modos dan información importante, explicando el mayor porcentaje de la varianza, quedando en los modos inferiores las contribuciones asociadas a otro tipo de procesos o escalas.

### 3. RESULTADOS Y DISCUSIONES

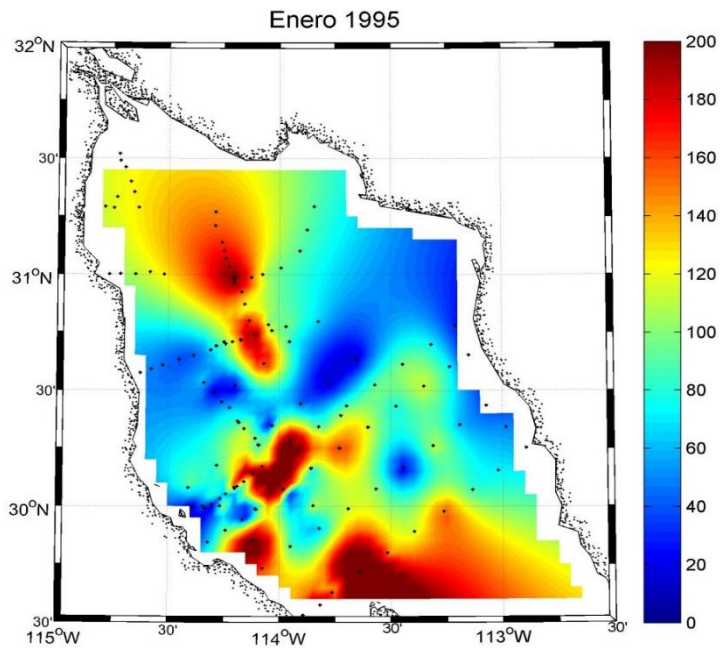
#### 3.1 Invierno

El invierno es una de las estaciones del año, que más muestreos se llevaron a cabo, ya que se cuenta con siete campañas oceanográficas. En enero de 1990 ([figura 3](#)), 1995 ([figura 4](#)) y marzo de 1995 ([figura 8](#)) se puede observar que en Cuenca Delfín (30°N, 114°W) se registran la mayor profundidad de la capa de mezcla con valores mayores a 200 m, mientras que en otros muestreos invernales (Febrero de 1977, Marzo de 1984 y marzo de 1996; [figuras 5](#), [7](#) y [9](#) respectivamente), la capa mezclada es mucho más somera en promedio en toda la RNGC con valores menores a 100 m de profundidad. La excepción es la campaña de marzo de 1973, donde se puede observar una de las capas de mezcla más profundas de todo el banco de datos y que abarcó una gran área de la zona de estudio ([Figura 6](#)). A continuación se explica a detalle cada uno de las campañas

En enero de 1990 (9001; [figura 3](#)) resalta que al igual que la campaña de 1995 ([figura 4](#)) muestran valores muy profundos en Cuenca Delfín y Cuenca Wagner (31°N, 114°W). Sí se observa la batimetría ([figura 1](#)), la capa de mezcla sigue los contornos de profundidad.



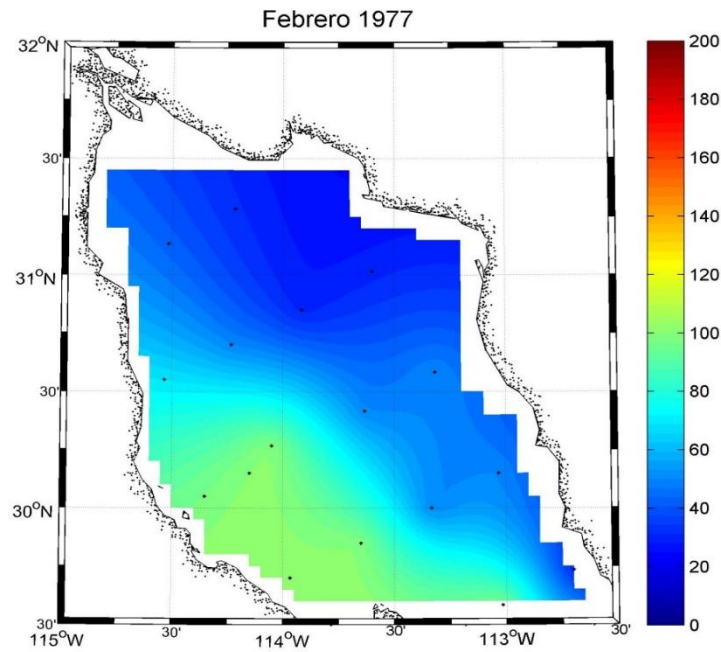
**Figura 3.** PCM enero de 1990, se observa una profundidad máxima de 240 m con un promedio de 69.8 m.



**Figura 4.** PCM enero de 1995, se observa una profundidad máxima de 230 m con un promedio de 84.6 m.

Para febrero de 1977 (7702; [figura 5](#)), también se aprecia que la profundidad máxima se localiza en Cuenca Delfín, pero a diferencia de las campañas de enero, la profundidad de la capa de mezcla es menor (máximo 110 m) y esta va aumentando desde el norte (aproximadamente 30 m) hacia el sur.





**Figura 5.** PCM febrero de 1977, se observa una profundidad máxima de 100 m con un promedio de 50.8 m.

En el crucero de marzo de 1973 (7303; [figura 6](#)), se observa un comportamiento diferente al del resto de las campañas de este banco de datos, lo cual se explicará más adelante, cabe aclarar que en esta campaña la capa de mezcla alcanzó la máxima profundidad registrada con 280 m en Cuenca Delfín y también se observan valores de más de 100 metros de profundidad en Cuenca Wagner.

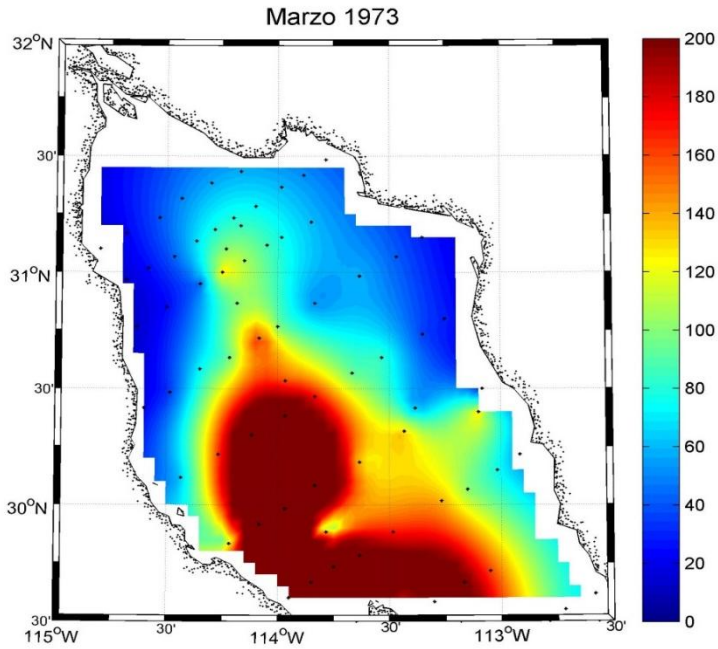


Figura 6. PCM marzo de 1973, se observa una profundidad máxima de 260 m con un promedio de 79.9 m.

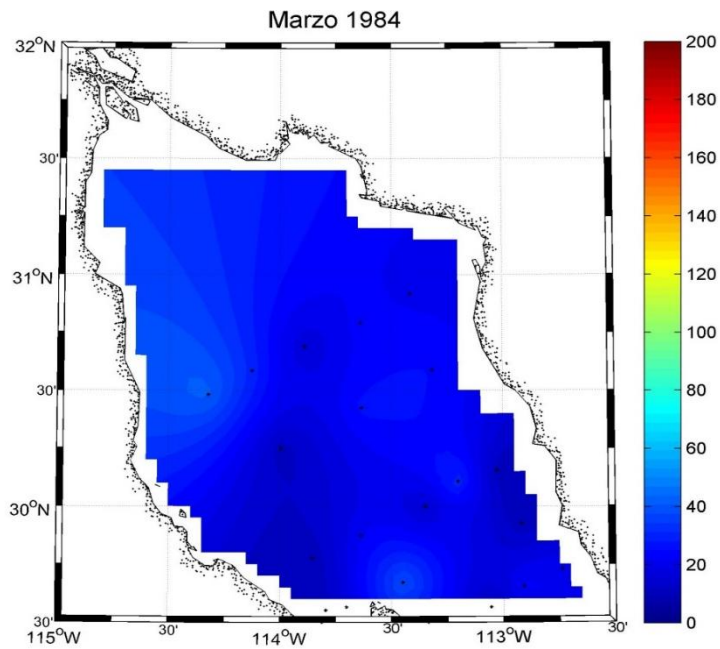
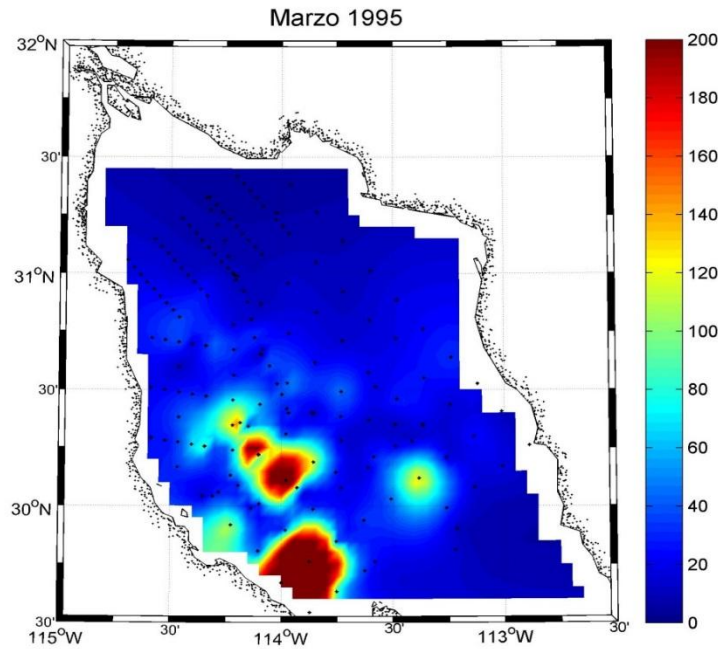


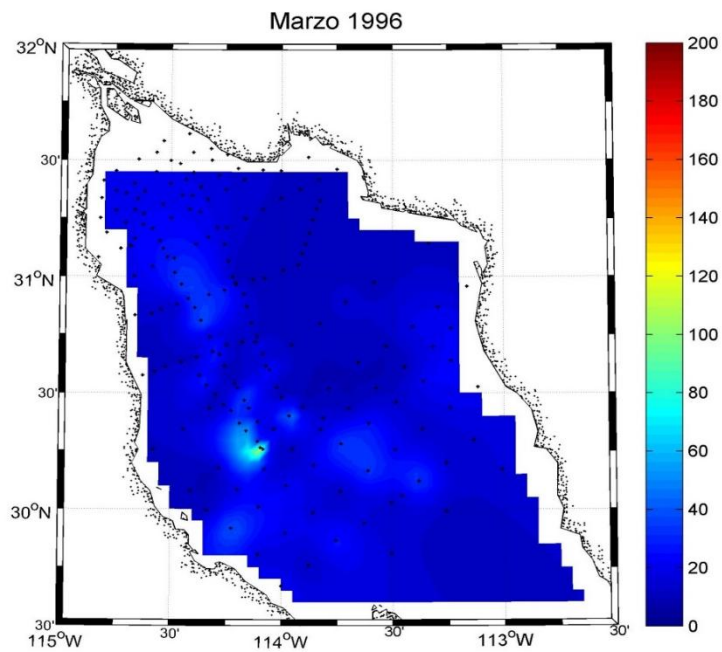
Figura 7. PCM marzo de 1984, se observa una profundidad máxima de 42 m con un promedio de 24.0 m.

Las campañas de marzo de 1984 y 1996 ([figuras 7 y 9](#) respectivamente) son bastante similares en que la profundidad de la capa de mezcla mantiene valores someros de alrededor de menos de 60 m, solamente en Cuenca Delfín el muestreo de 1996 tiene un máximo de alrededor de 80 m muy puntual.



**Figura 8.** PCM marzo de 1995 se observa una profundidad máxima de 235 m con un promedio de 27.6 m.

Durante la campaña de marzo de 1995 (9503), en la [figura 8](#) la capa de mezcla muestra profundidades mayores a 200 m en Cuenca Delfín y entrada del Canal de Ballenas, es necesario indicar que esta campaña se realizó sólo dos meses después de la campaña de enero de 1995, por lo que hay ciertos remanentes de ese muestreo. En particular los inviernos de 1973 y 1995 mostraron los mayores valores de capa de mezcla y será explicado en la sección de funciones empíricas ortogonales.



**Figura 9.** PCM marzo de 1996, se observa una profundidad máxima de 100 m con un promedio de 27.6 m.

### 3.2 Primavera

En la estación de primavera, únicamente se cuenta con dos campañas la de mayo de 1995 y junio de 1982 ([figuras 10](#) y [11](#)) respectivamente. En ambos muestreos se puede observar que la capa de mezcla es muy somera con valores que apenas alcanzan los 60 m. esto es debido a que durante la primavera el viento disminuye su magnitud, además de que el régimen de circulación pasa de ser anticiclónico de invierno a ciclónico de verano.

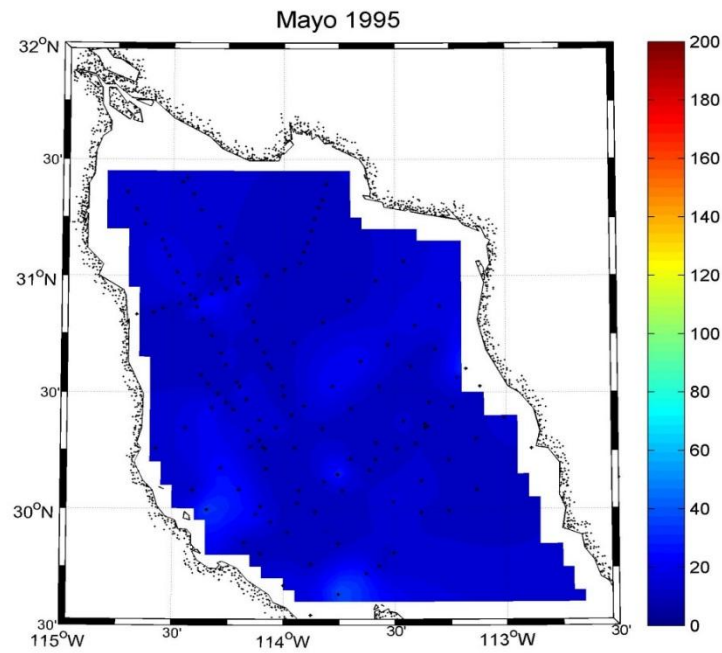


Figura 10. PCM mayo de 1995, se observa una profundidad máxima de 40 m con un promedio de 15.0 m.

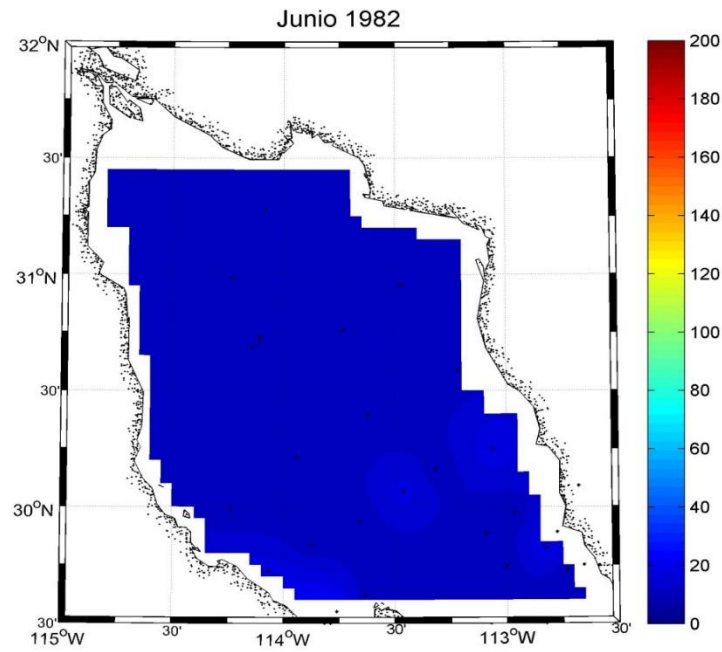
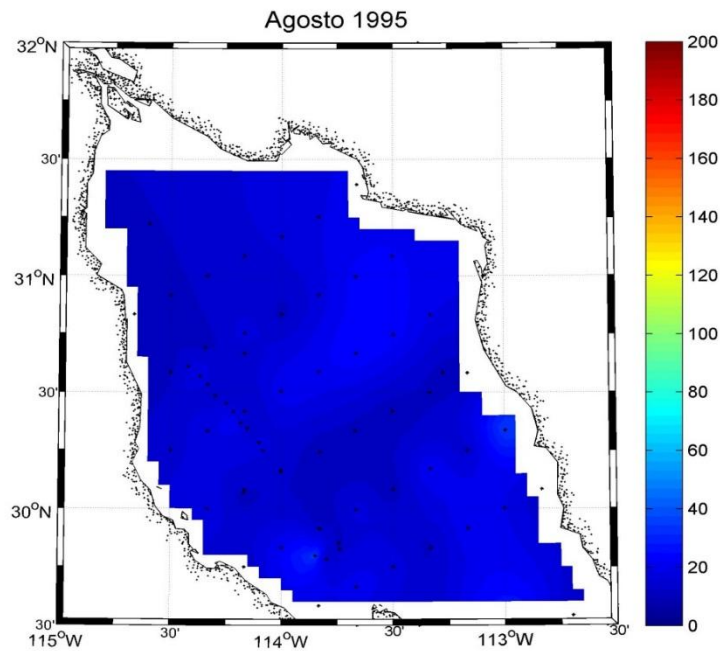


Figura 11. PCM junio de 1982, se observa una profundidad máxima de 48 m con un promedio de 22.6 m.

### 3.3 Verano

En el verano puede observarse que las campañas de agosto de 1995, septiembre de 1971, 1986 y 1995 tienen valores muy someros no mayores de 60 m. Durante esta estación del año, debido al calentamiento solar y al tipo de circulación ciclónica, la capa de mezcla no es profunda.



**Figura 12.** PCM agosto de 1995, se observa una profundidad máxima de 30 m con un promedio de 16.6 m.

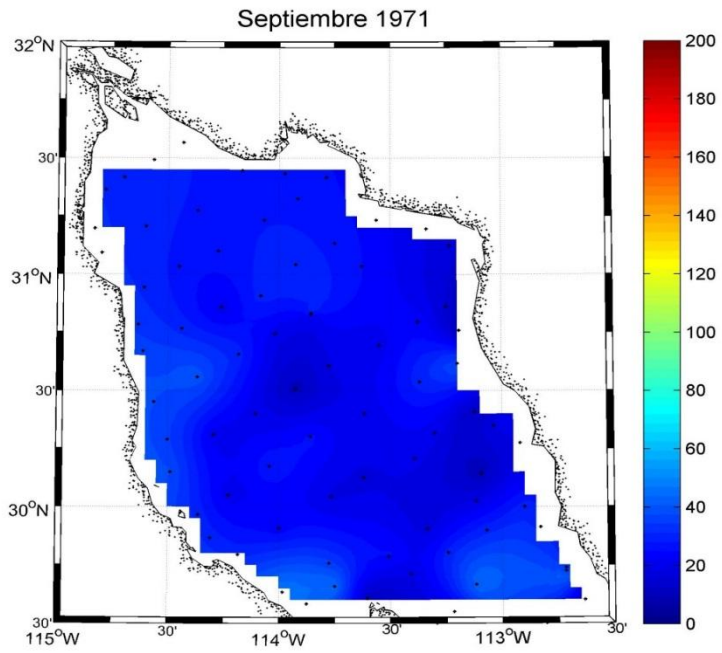


Figura 13. PCM septiembre de 1971, se observa una profundidad máxima de 48 m con un promedio de 25.4 m.

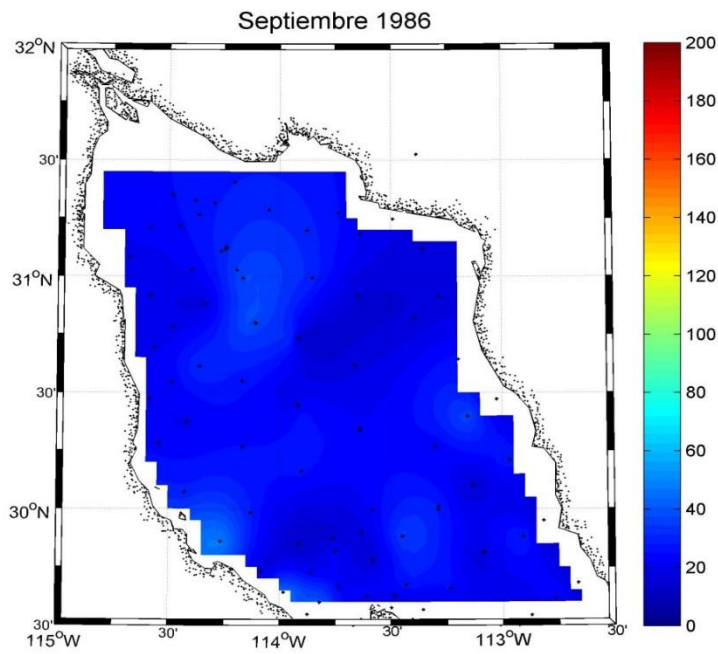


Figura 14. PCM septiembre de 1986, se observa una profundidad máxima de 48 m con un promedio de 22.6 m.

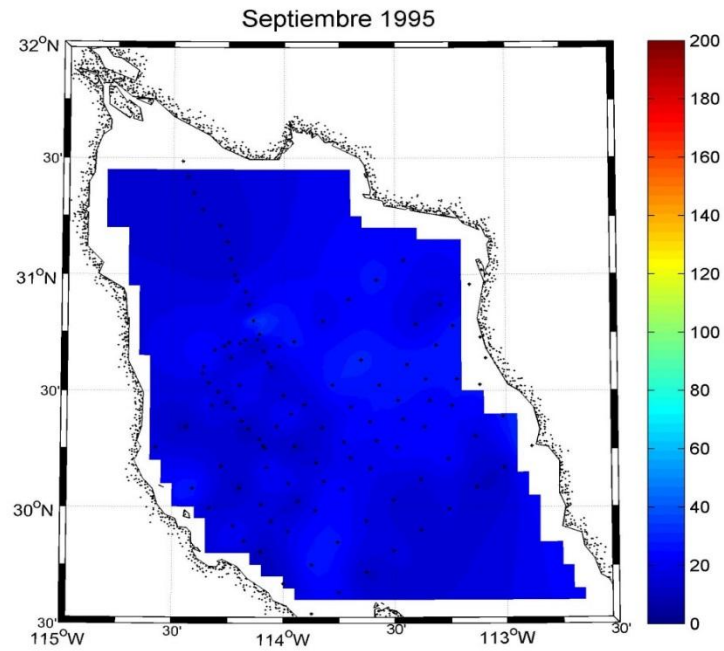


Figura 15. PCM septiembre de 1995, se observa una profundidad máxima de 41 m con un promedio de 21.3 m.

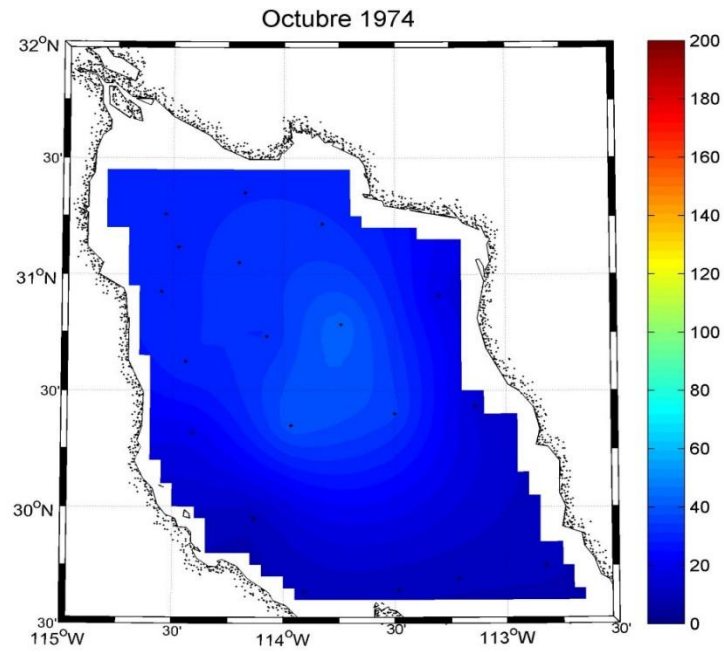
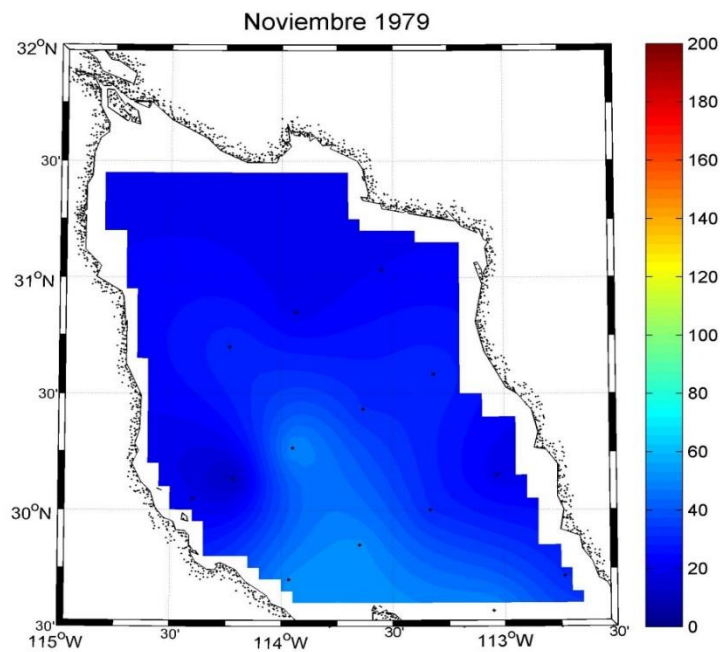


Figura 16. PCM octubre de 1974, se observa una profundidad máxima de 43 m con un promedio de 21.5 m.

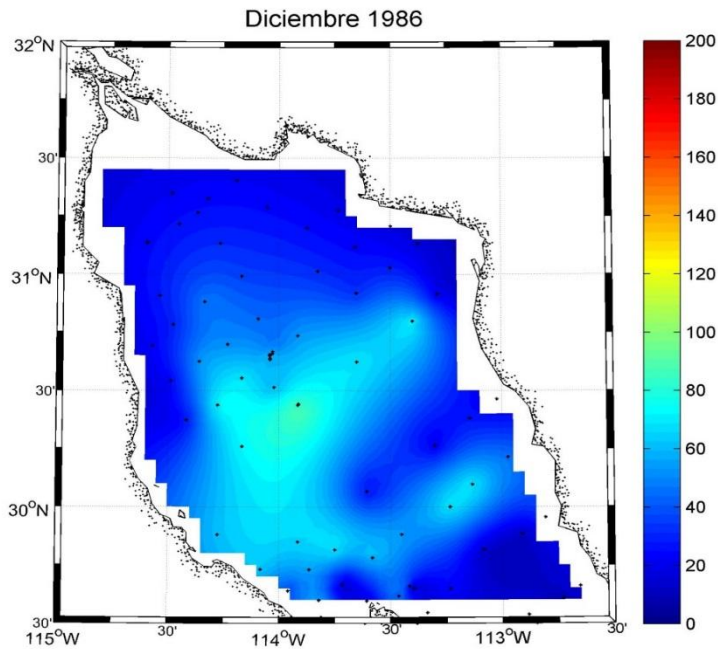


### 3.4 Otoño

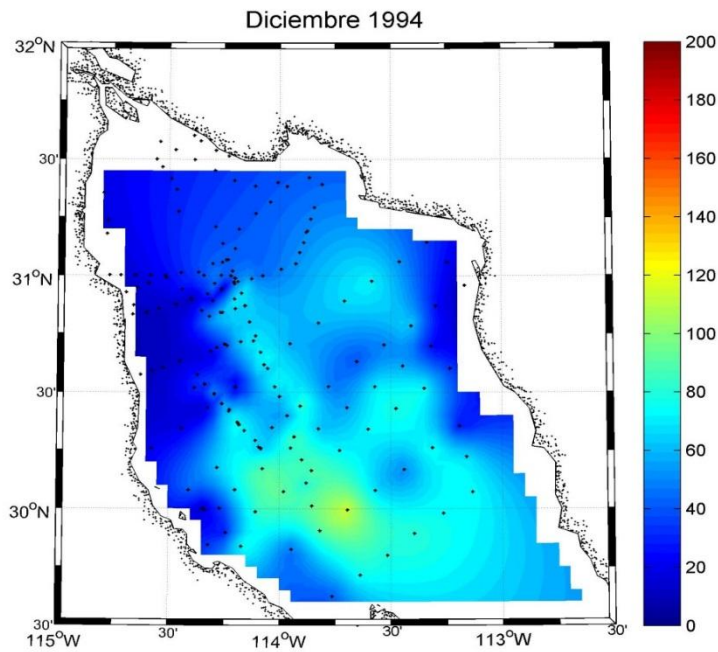
El otoño es otro período de transición de ciclónico a anticiclónico, por lo que conforme avanza el otoño y acercarse el invierno, la capa de mezcla debe tender a profundizarse y lo anterior puede observarse en como en octubre de 1974 y noviembre de 1979 ([figuras 16](#) y [17](#) respectivamente) la capa de mezcla es somera con valores máximos de alrededor de 70 m de profundidad ([figura 16](#) en  $31^{\circ}45'N$ ,  $113^{\circ}45'W$ , [figura 17](#) en Cuenca Delfín). En diciembre de 1986 y 1994 ([figuras 18](#) y [19](#) respectivamente) puede distinguirse que conforme se acerca el invierno, la capa de mezcla se profundiza hasta alcanzar un valor de 115 m en Cuenca Delfín ([figura 19](#)).



**Figura 17.** PCM noviembre de 1979, se observa una profundidad máxima de 51 m con un promedio de 25.9 m.



**Figura 18.** PCM diciembre de 1986, se observa una profundidad máxima de 92 m con un promedio de 27.7 m.



**Figura 19.** PCM diciembre de 1994, se observa una profundidad máxima de 115 m con un promedio de 36.9 m.

La [Tabla I](#) indica los promedios de la capa de mezcla así como su desviación estándar las cuales serán de utilidad para formar una matriz de covarianzas.

**Tabla I. Distribución de cruceros con sus promedios y desviaciones estándar.**

CRUCERO	PROMEDIO $\bar{x}$ [m]	$\sigma$ [m]
Enero 1990	69.8	56.4
Enero 1995	84.6	48.0
Febrero 1977	50.8	27.4
Marzo 1973	79.9	104.3
Marzo 1984	24.0	7.3
Marzo 1995	27.6	49.8
Marzo 1996	15.2	5.5
Mayo 1995	15.0	3.4
Junio 1982	11.1	2.5
Agosto 1995	16.6	3.9
Septiembre 1971	25.4	8.3
Septiembre 1986	22.6	7.0
Septiembre 1995	21.3	5.8
Octubre 1974	21.5	8.7
Noviembre 1979	25.9	8.9
Diciembre 1986	27.7	19.0
Diciembre 1994	36.9	21.6

### 3.5 Funciones Empíricas Ortogonales

A continuación se describen los resultados del análisis de funciones empíricas ortogonales (FEOs) de la profundidad de la capa de mezcla en la Región Norte del Golfo de California. En la Figura 20 se muestra la distribución de las FEOs y el promedio de la PCM.

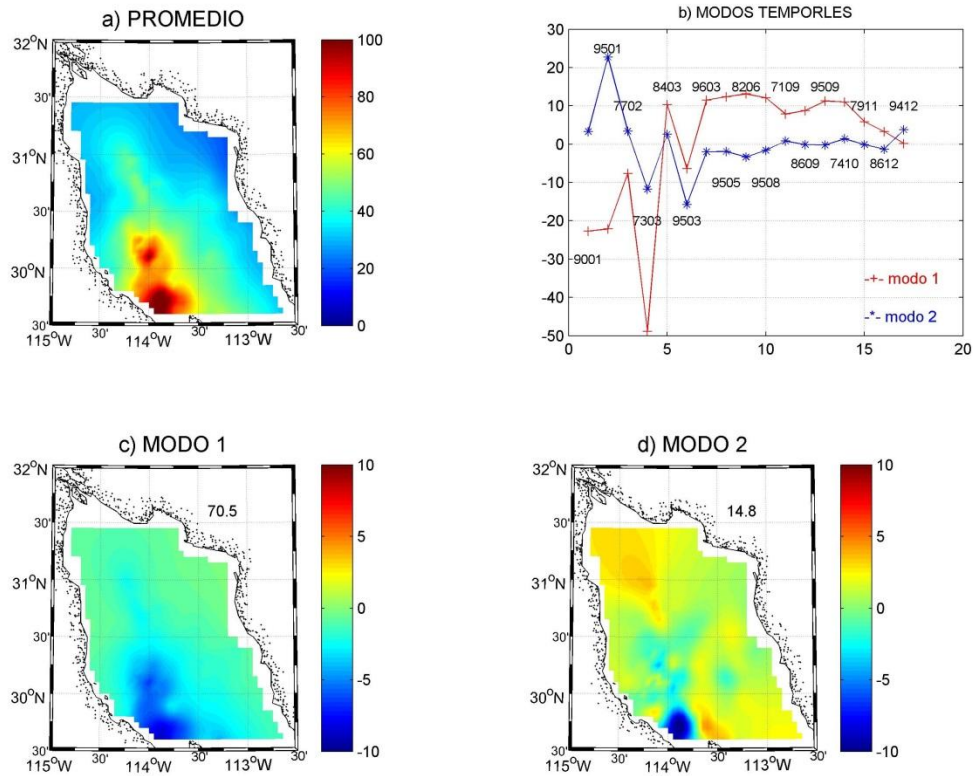
Los resultados en la utilización de las FEOs y su descomposición en modos espaciales, temporales y el promedio, se enfocó a los dos primeros modos los cuales representan el mayor porcentaje de variabilidad espacial de la PCM, el modo uno representa el 70.5% de la variabilidad mientras que el dos el 14.8% y se ignoran los modos siguientes ya que representan porcentajes muy pequeños de la varianza explicada.

El promedio ([Figura 20a](#)) se caracterizó por ser profundo en la zona de la boca de Canal de Ballenas-Cuenca Delfín (ambos están conectados, [figura 1](#)), ya que en los océanos la PCM tiende a ser de 10 m [[26](#)], alcanzando una profundidad máxima de hasta 100 m, dicha isolinia contrasta con el resto de los valores, este máximo de profundidad es debido a que a través del Canal de Ballenas, la columna de agua está bien mezclada debido a su dinámica [[27](#)], otra causa por la cual se da esta depresión es que cerca de las costas o islas se origina la mezcla debido a fricción en las paredes del canal y por turbulencia interna; la energía para esta mezcla se debe principalmente a las fuertes corrientes de marea lo cual impulsa a que exista mayor mezcla en esta región [[6](#), [28](#)]. La PCM es alrededor de 50 m, abarca la mayoría de la zona central de la RNGC, debido a que en esta zona, la circulación está dominada por la presencia de un giro estacional (cyclónico en verano y anticiclónico en invierno), por otro lado al estar alejados de la costa o islas, los campos de viento también son homogéneos [[6](#)]. Después en este promedio se describen las profundidades

mínimas las cuales se encuentran a lo largo de las costas y llegan a alcanzar una profundidad de 30 m, lo cual coincide con la profundidad del fondo en esas zonas, indicando que la PCM, abarca casi toda la columna de agua [27].

La variación temporal (Figura 20b) muestra que la PCM tiende a ser mayor en invierno y notoriamente menor en verano lo cual está fuertemente relacionado con los giros (señal estacional) que existen dentro de la RNGC [29, 30], en verano el calentamiento solar es más intenso, por lo que se produce una capa de mezcla pequeña, la capa superficial incrementa su temperatura y por lo tanto la estabilidad de la columna de agua, entonces la capa de mezcla permanece somera. Por otro lado en invierno, la columna de agua esta menos estratificada por lo que la PCM es mayor que en verano [31]. Esta variación se corrobora con la indicada por [6] que muestra las mismas características para la capa de mezcla en estas dos estaciones. Utilizando los primeros dos modos temporales se encuentra esta variación en cuanto a profundidad se refiere, el primer modo (línea roja) decrece hasta tomar un valor negativo máximo en marzo de 1973, en donde este mes está caracterizado por ser un año con un comportamiento anómalo con una PCM mayor que la de otros cruceros llegando hasta los ~260 m, el valor más alto en comparación al resto de las campañas oceanográficas y se debe a las anomalías más notorias de temperatura, salinidad y densidad que son mayores de lo normal. La temperatura anómalamente alta en la RNGC se ha sugerido que fue debido a el fenómeno meteorológico-oceanográfico El Niño (EN) 1972-1973 [6, 29, 30, 32-36]. [29, 30] Propuso que la extensa formación de agua profunda de alta salinidad observada en los datos de [32] y [33] ocurría sólo en años EN, ya que no pudo encontrar evidencia similar del fenómeno en otros marzos. También sugirió que los valores de alta temperatura fueron debidos a forzamientos atmosféricos anormales.

Se han detectado otras características anómalas oceanográficas de la RNGC durante marzo de 1973. En un análisis de la evolución de la capa de mezcla superficial en el GC, [6] menciona que la capa de mezcla más profunda en la RNGC fue precisamente en marzo de 1973 y sugirió que era consecuencia del evento EN 1972-1973. [34, 35 y 36] reportan que en marzo, la mayoría de los años la circulación geostrofica en la RNGC consiste en un giro anticiclónico, pero en marzo de 1973 la circulación fue ciclónica.



**Figura 20.** Descripción gráfica del a) Promedio; b) modos temporales y espaciales (1, c; 2, d) profundidades en m.

Como esta era la anomalía invernal mejor documentada y ocurrió justo después del evento EN 1972-1973, se puede suponer que ésta sea la forma en que EN afecta la RNGC. Sin embargo hay datos obtenidos en años EN en los que la RNGC se comporta normalmente, esto es, circulación anticiclónica, temperatura, salinidad y densidad normales [6, 27, 31, 36, 37], como EN de 1986-1987 que prácticamente no afectó la RNGC [35].

Después de este comportamiento anómalo de 1973 el modo temporal aumenta en marzo de 1983 y y vuelve a ser negativo en marzo de 1995, que está asociado con el evento de enero de 1995 del modo 2 temporal, para volver a ser positivo en marzo de 1996 los siguientes cruceros presentan una distribución estacional con un mínimo en mayo de 1995, todos los demás valores del modo 1 temporal son positivos, a excepción diciembre de 1994, donde tiene un valor de cero [38].

Para el segundo modo (línea azul) se muestra una variación la cual se mantiene a lo largo de casi todos los cruceros como negativo excepto en los cruceros de enero de 1995 y febrero de 1977, enero de 1995 es el que marca una diferencia notable y se considera un año anómalo [39]. Este modo se trató de asociar a eventos interanuales como El Niño o La Niña, pero no se encontró una posible explicación sobre su comportamiento [40] aunque el evento de 1995 podría asociarse a El Niño Modoki de 1995 [41, 42].

El primer modo espacial ([figura 20c](#)) muestra una variabilidad de máxima PCM que se ve afectada por los giros estacionales localizados en el centro de RNGC, este modo es el que explica el mayor porcentaje (70.5%) de la varianza, en la gráfica 20c se observa una cavidad de hasta -10 en Cuenca Delfín la cual comienza a aumentar alrededor de donde se forma el giro anticiclónico llegando a disminuir hasta valores cercanos a 0 y después del giro se forma un plano el cual se extiende hacia las orillas en el norte de la RNGC y hacia el sur de la RNGC sin llegar a tener valores positivos, esto indica que este modo esta muy relacionado con la circulación estacional de la RNGC [[31](#), [32](#), [43](#)].

El modo dos espacial ([figura 20d](#)) muestra una variabilidad mayor en comparación con la del modo anterior, a pesar de que este modo explica un porcentaje menor de varianza (14.8%). Analizando la figura 20d de noroeste a sureste se puede observar que existe un domo de 5 en cuenca wagner que disminuye hasta 0 y se hunde hasta -10 hacia la zona de la boca del Canal de Ballenas, en la zona del giro el modo dos presenta valores cercanos a cero, por lo que se concluye que este modo no está asociado con la circulación estacional de la RNGC, debido a que indica valores nulos en la región del giro.

#### 4. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La información arrojada por los 17 cruceros indica que la variabilidad en la PCM está fuertemente relacionada con una señal estacional, la PCM en verano llega a ser menor a 20 m mientras que en invierno alcanza los 80 m.

También se describen condiciones anómalas en marzo de 1973 observadas a gran detalle, por muestreo con CTD (conductividad temperatura y profundidad, por sus siglas en inglés). La anomalía consistió en que la temperatura y la salinidad eran mayores a lo normal y esto sólo ocurría en años EN, debido a que no se pudo encontrar evidencia similar del fenómeno en otros marzos. También se sugirió que los altos valores de salinidad fueron debidos a forzamientos atmosféricos anormales. Otras características anómalas oceanográficas durante marzo de 1973 son que la capa de mezcla más profunda en la RNGC fueron precisamente ese año sugiriendo que era una consecuencia del fenómeno meteorológico-oceanográfico El Niño.

Finalmente se encontró que la zona entre islas o cerca de las costas la PCM era un poco mayor esto debido a mareas, fenómenos internos los cuales se encuentran concentrados sobre los umbrales creando frentes térmicos, otro motivo por el cual la profundidad de la capa es demasiado grande es debido a la fricción en las paredes y turbulencias internas.

#### 5. AGRADECIMIENTOS

Ivan Meza Romero, This study was financed by CONACyT (Mexico), through Contracts 3209-T.

#### 6. REFERENCIAS

1. Large, W. G., J. C. McWilliams and S. C. Doney. 1994. Oceanic vertical mixing: A review and a model with a non-local boundary layer parametrization. *Rev Geophys* 32: 363-403.

2. Mann, K. H., Lazier J. R. N., 1991. Dynamics of Marine Ecosystems. London: Black-wells.
3. Reid J. L., Brinton E., Fleminger A., Venrick E. L., McGowan J. A., 1978. Ocean circulation and marine life. In: Charnock H., Deacon G., editors. Advances in oceanography. New York: Plenum Press. P 65-130.
4. McGowan J. A. and Hayward, T. L., 1978. Mixing and oceanic productivity. Deep-Sea Res. 25: 771-93.
5. Roden, G. I., and I. Emilsson. 1979. Physical Oceanography of Gulf of California, en *Simposio El Golfo de California*, Manuscrito no publicado, Universidad Nacional Autónoma de México, México city, 1-46.
6. Martínez-Sepúlveda M., 1994. Descripción de la profundidad de la capa mezclada superficial en el Golfo de California. B. Sc. Thesis, Universidad Autónoma de Baja California. Ensenada.
7. Organista, S., 1987. Flujos de calor en el Alto Golfo de California. Tesis de maestría CICESE, Ensenada, B. C. 142 p.
8. Gilbert, J. Y. and W. E. Allen, 1943. The phytoplankton of the Gulf of California obtained by the, "E. W. SCRIPPS" in 1939 and 1940, 5: (2), pp. 89-110.
9. Marinone S. G., 2012. Seasonal surface connectivity in the Gulf of California. *Est. Coastal and Shelf Sc.*, **100**: pp 133-141. DOI: 10.1016/j.ecss.2012.01.003.
10. Robinson, Margaret K., 1973. Atlas of monthly mean sea surface and subsurface temperature in the Gulf of California, México. San Diego society of Natural History, Memoir 5.
11. Armada Argentina, 1972. Manual de instrucciones para la obtención de datos oceanográficos. Servicio de Hidrografía Naval. Buenos Aires. 310 pp.
12. García-Córdova J., J. M. Robles-Pacheco y C. F. Flores-Cabrera, 1995. Datos de CTD obtenidos en la Bahía de Todos Santos, B. C. Campaña BATOS 7. B/O Francisco de Ulloa. Octubre 25-27 de 1994. CICESE. Comunicaciones Académicas. 66 pp.
13. Kara, A. B., P. A. Rochford, and H. E. Hurlburt (2000), An optimal definition for ocean mixed layer depth, *J. Geophys. Res.*, 105(C7), 16803–16821, doi:10.1029/2000JC900072.
14. Rokkam R. R., Robert L. Molinari and John F. Festa, 1989. Evolution of the climatological near-surface thermal structure of the tropical Indian Ocean, description of Mean Mixed Layer Depth and Surface Meteorological Fields. *Journal of Geophysical Research*, 94: (C8), 10, pp. 801-10, 815.
15. Esteve, E. and M. Soulas, 1993. A study of the ocean's mixed layer response to wind forcing off the coast of southern California. CCS, Scripps Inst. of Oceanography, CA, USA.
16. Garwood, R. W. and D. Adamec, 1982. Model simulations of seventeen years of Mixed layer evolution at ocean station Papa. *Naval postgraduate School*, Tech. Report. NPS68-82-006, Dep. of the Navy, Mont. CA. 37p.

17. Papadakis, J. E., 1981. Determination of the oceanic wind mixed layer depth by an extension of Newton's method. *Pacific Mar. Sc. Report* 81-9, Inst. of Ocean Sciences, Sidney, B. C. 32 p.
18. Krajevar, V., 1993. Seasonal variability of inertial oscillations in the North Adriatic, M. C. Thesis, University of Zagreb, pp. 110.
19. Caperon, J., Schipmolder, B. and W. Harwood. 1968. Three-line analysis of bathythermographs. *NATO, Saclant*, Tech. Rep. No. 107, La Spezia, Italy.
20. Laevastu, T. and P. D. Stevens, 1969. Near-surface thermal structure types (by Types) and their Classification Criteria, 21p. *Fleet Numerical Weather Facility*. Technical Note No. 22.
21. LaFond, E. 1954. Factors affecting The temperature of the surface layer of the sea. *Soc. Scient. Fennica. Com. Phys-Mathem.*, 25: (1), pp. 136.
22. Mazeika, P. A., 1960. Prediction of the thermocline depth. US. Naval Oceanogr. Office, TR-104, 79 p.
23. Lorbacher, K., D. Dommenges, P. P. Niiler, and A. Köhl (2006), Ocean mixed layer depth: A subsurface proxy of ocean-atmosphere variability, *J. Geophys. Res.*, 111, C07010, doi:10.1029/2003JC002157.
24. Roemmich, D., 1983. Optimal estimation of hydrographic station data and derived fields. *J. Phys. Ocean.* **13**: pp. 1544-1549.
25. Emery W. J. and Thomson R. E., 1998. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*, Pergamon press, pp. 319-325.
26. Curry J. A. and Peter J. W., 1999. *Thermodynamics of Atmospheres and Oceans*, International Geophysics Series, 65: pp. 303-309.
27. Romero-Centeno R. D. L., 1995. Comportamiento de los campos hidrográficos y flujos de calor y masa en el Canal de Ballenas. M. Sc. Thesis, Department of Physical Oceanography, Centro de investigación científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, México, 126 pp. Available from Biblioteca de CICESE, Ap. Postal 2732, Ensenada, Baja California, 22800, México.
28. Lavín M. F., R. Castro, E. Beier, C. Cabrera, V. Godínez and A. Amador-Buenrostro, 2014. Surface circulation in the Gulf of California in summer from surface drifters and satellite images (2004-2006). *J. Geophys. Res.*, **119**: pp. 4278-4290. DOI: 10.1002/2013JC009345.
29. Bray, N. A., 1988. Thermohaline circulation in the Gulf of California. *J. Geophysics. Res.*, **93**: pp. 4993-5020.
30. Bray, N. A., 1988. Water mass formation in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.* **93**: pp. 9223-9240.
31. Palacios-Hernández, E., E. Beier, M. F. Lavín, and P. Ripa., 2002. The effect of the seasonal variation of stratification of the Northern Gulf of California. *Journal of Physical Oceanography*. 32: (3).



32. Villaseñor-Casales A., 1974. Hidrología de la parte norte del Golfo de California. Tesis de Licenciatura. Universidad Autonoma de Baja California. pp. 53.
33. Álvarez-Borrego S. Y Schwartlose R. S., 1979. Masa de agua del Golfo de California. *C. Mar.*, **6( 1 y 2 )**, pp. 43-63.
34. Lavín M. F., G. Gaxiola-Castro and J. M. Robles, 1995. Winter water masses and nutrients in the Northern Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, **100**: pp. 8587-8685.
35. Carrillo-Bibriezca, L., 1996. Circulación geostrofica en la región norte del golfo de California. M. Sc. Thesis, Department of Physical Oceanography, Centro de Investigación Científica y de Educación superior de Ensenada, Ensenada, México, 64 pp. Available from Biblioteca de CICESE, Ap. Postal 2732, Ensenada, Baja California, 22800, México.
36. Carrillo L. E., M. F. Lavín and E. Palacios-Hernández, 2002. Seasonal evolution of the geostrophic circulation in the Northern Gulf of California. *Est. Coastal and Shelf Sc.* **54**, **157-173**.
37. Soto-Mardones L. A., S. G. Marinone and A. Parés-Sierra, 1999. Time and spatial variability of sea surface temperature in the Gulf of California, *C. Mar.*, **25**: pp. 1-30.
38. Palacios-Hernández, E., 2001. Circulación de la región Norte del Golfo de California: estacional y anomalías. Tesis de doctorado CICESE, Ensenada, B. C. 117 p.
39. García A., E. Palacios, L. Zamudio y F. Villapando, 2006. Análisis de un perfil de temperatura anómalo en la Región Norte del Golfo de California. *e-Gnosis*. Vol. 4, Art. 11.
40. Wolter, K. And M. S. Timlin, 1993. Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. Proc. Of the 17<sup>th</sup> Climate Diagnostics Workshop, Norman, OK, NOAA/N, MC/CAC, NSSL, Oklahoma Clim. Survey, CIMMS and the School of Meteor., univ. of Oklahoma, pp.52-57.
41. Kao H. and J. Yu, 2009. Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific Types of ENSO. *Journal Of Climate*, **22**: 615-632. DOI: 10.1175/2008JCLI2309.1.
42. Weng H., S. K. Behera and T. Yamagata, 2009. Anomalous winter climate conditions in the Pacific rim during recent El Niño Modoki and El Niño events. *Clim. Dyn.* **32**: 663-674. DOI 10.1007/s00382-008-0394-6.
43. Beier, E., and P. Ripa, 1999. Seasonal Gyres in the Northern Gulf of California. *J. Phys. Oceanogr.*, **2**: pp. 305-311.