

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN
SUPERIOR DE ENSENADA**



CICESE

**DIVISIÓN DE OCEANOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ECOLOGÍA**

**PRODUCCION PRIMARIA TOTAL Y NUEVA DE LOS GOLFOS
DE CALIFORNIA Y MEXICO ESTIMADA A PARTIR DE LOS
DATOS DE COLOR DEL OCEANO DEL SENSOR DE SATELITE
SeaWIFS**

TESIS

Que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener
el grado de **DOCTOR EN CIENCIAS** en **ECOLOGÍA MARINA**
presenta:

RAQUEL MARÍA HIDALGO GONZÁLEZ

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN
SUPERIOR DE ENSENADA**



CICESE

**DIVISIÓN DE OCEANOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ECOLOGÍA**

**PRODUCCION PRIMARIA TOTAL Y NUEVA DE LOS GOLFOS
DE CALIFORNIA Y MEXICO ESTIMADA A PARTIR DE LOS
DATOS DE COLOR DEL OCEANO DEL SENSOR DE SATELITE
SeaWiFS**

TESIS

Que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener
el grado de **DOCTOR EN CIENCIAS** en **ECOLOGÍA MARINA**
presenta:

RAQUEL MARÍA HIDALGO GONZÁLEZ

Ensenada, Baja California, México, diciembre del 2002

RESUMEN de la Tesis de RAQUEL MARÍA HIDALGO GONZÁLEZ presentada como requisito parcial para la obtención del grado de **DOCTOR EN CIENCIAS** en **ECOLOGIA MARINA**. Ensenada, Baja California, México, Diciembre del 2002.

PRODUCCION PRIMARIA TOTAL Y NUEVA DE LOS GOLFOS DE CALIFORNIA Y MEXICO ESTIMADA A PARTIR DE LOS DATOS DE COLOR DEL OCEANO DEL SENSOR SeaWIFS

Resumen aprobado por: _____

El cálculo de la fotosíntesis del fitoplancton oceánico es un elemento importante para el estudio del flujo global del carbono y el efecto climático de "invernadero", y también de la dinámica de la fertilidad oceánica. Los sensores de color del océano orbitando en satélites nos dan la oportunidad de estimar la producción primaria de grandes áreas oceánicas de una manera sinóptica. La producción fitoplanctónica total (P) es la suma de las producciones regenerada y nueva. El fitoplancton utiliza los nutrientes que se reciclan en la zona eufótica para la producción regenerada. La producción nueva (P_{nueva}) es la porción de la producción primaria producida por la entrada de nutrientes oxidados a la zona eufótica y es una medida de la capacidad de exportación de materia orgánica del ecosistema pelágico. Ambas, P y P_{nueva} , se calcularon para los golfos de California y de México mediante modelos semianalíticos utilizando las concentraciones de clorofila a (Chl_{sat}) y el coeficiente de atenuación de luz difusa (K_{490}) de imágenes compuestas mensuales del sensor SeaWIFS, de 1997 a 2001. Además de lo anterior, el algoritmo para calcular P requiere de elementos como los parámetros fotosintéticos que describen el estado fisiológico del fitoplancton, y la distribución vertical en la zona eufótica de la biomasa fitoplanctónica. Para estimar P_{nueva} a partir de P se requiere de valores de la razón f ($f = P_{\text{nueva}}/P$). Los parámetros fotosintéticos fueron tomados de la literatura, y la razón f fue deducida de perfiles promedio de concentración de nitrato generados en este trabajo y de relaciones empíricas también de la literatura. Los sensores remotos proveen información de Chl_{sat} para el 22% superior de la zona eufótica. Ambas, la distribución vertical de la biomasa fitoplanctónica que debe asociarse al dato de satélite, y la distribución vertical de f , fueron deducidas de información oceanográfica acumulada históricamente. Se utilizaron 268 perfiles de Chl del Golfo de California y 355 del Golfo de México para ajustar una distribución Gaussiana que representa el

perfil vertical de Chl con cuatro parámetros. El año fue dividido en dos épocas: “fría” y “caliente”, en cada golfo. Luego, mediante análisis multivariado, tomando cada época por separado, cada golfo se dividió hasta en un máximo de cuatro regiones. Para cada época y región se generaron medias representativas de los cuatro parámetros Gaussianos. El suponer un perfil homogéneo de Chl resultó en una subestimación de P hasta en un 60% con respecto a los valores calculados con los perfiles Gaussianos en el Golfo de California, y hasta en un 21% en el Golfo de México. Para permitir el uso de los datos de satélite para generar los perfiles de Chl para cada región y cada época de cada año, se propone utilizar la ecuación:

$$Z_m = \sigma \{ \ln [h / (\sigma (2\pi)^{0.5} (Chl_{sat} - Chl_o))] \}^{0.5}$$

para calcular la profundidad del máximo profundo de clorofila (Z_m), junto con los promedios representativos de los otros tres parámetros Gaussianos (σ , h y Chl_o) para cada época y región. No se pretende estimar la fotosíntesis instantánea para una cierta localidad, sino P para toda una región geográfica y una época del año.

Los valores de producción total integrada para toda la columna eufótica y para todo el día ($gC\ m^{-2}\ d^{-1}$ ó $TonC\ km^{-2}\ d^{-1}$) fue más alta para el Golfo de California y con mayor variación estacional (1.18 – 2.41 para la época fría, y 0.39 – 0.48 para la caliente) que para el de México (0.21 – 0.6 para la época fría, y 0.21 – 0.3 para la caliente), como se esperaba de la información publicada. En el caso de la época caliente, P integrada fue hasta el doble en el Golfo de California que la del Golfo de México. En el caso de la época fría fue hasta un orden de magnitud mayor en el Golfo de California. En la región Mississippi, en el norte del Golfo de México, P integrada resultó relativamente baja por la turbidez que causa el río y que causó una zona eufótica relativamente somera. Al comparar los valores de P para toda el área de cada región, los valores del Golfo de México quedan a menudo por encima de los del Golfo de California por el tamaño más grande de las regiones del primero.

P_{nueva} integrada ($gC\ m^{-2}\ d^{-1}$ ó $TonC\ d^{-1}$) del Golfo de California en la época fría aumentó de la región de la entrada a la región de las grandes islas y luego se mantuvo prácticamente igual de ahí al norte del golfo, con valores de hasta más del doble en las últimas dos (hasta $1.38\ gC\ m^{-2}\ d^{-1}$) con relación a los de la entrada (hasta $0.62\ gC\ m^{-2}\ d^{-1}$). En la época caliente los valores de P_{nueva} del Golfo de California fueron menos de la mitad con relación a los de la época fría ($0.25 - 0.31\ gC\ m^{-2}\ d^{-1}$). En las regiones Yucatán y Mississippi del Golfo de México los valores de f fueron altos y esto causó valores también relativamente altos de P_{nueva} (hasta $0.52\ gC\ m^{-2}\ d^{-1}$ en Yucatán y hasta 0.24 en Mississippi). Por el contrario, en la región Oceánica los valores de P_{nueva} fueron muy bajos y similares en ambas épocas ($<0.02\ gC\ m^{-2}\ d^{-1}$). En la región Yucatán, en la época caliente, los valores de P_{nueva} fueron ~40% de los de la época fría.

Palabras clave: Perfiles de concentración de clorofila, producción fitoplanctónica, producción total, producción nueva, Golfos de California y de México.

ABSTRACT of the thesis of **RAQUEL MARÍA HIDALGO GONZÁLEZ** presented as partial requirement to obtain the **DOCTOR IN SCIENCES** degree in **MARINE ECOLOGY**. Ensenada, Baja California, México, December 2002.

TOTAL AND NEW PRIMARY PRODUCTION IN THE GULFS OF CALIFORNIA AND MEXICO ESTIMATED FROM OCEAN COLOR DATA FROM THE SENSOR SeaWiFS

Quantifying oceanic phytoplankton photosynthesis is an important element for the study of global carbon flux, the "green house effect" and the dynamics of ocean fertility. Ocean color sensors that navigate onboard satellites give us the opportunity to estimate primary production of large oceanic areas in a synoptic fashion. Total phytoplankton production (P) is the sum of regenerated and new productions. Phytoplankton uses nutrients that are recycled in the euphotic zone for regenerated production. New production (P_{new}) is that part of primary production produced via input of oxidized nutrients into the euphotic zone, and it represents the organic matter export capacity of the pelagic ecosystem. Both P and P_{new} , were calculated for the Gulfs of California and Mexico, with semianalytical models from the literature, using chlorophyll-a concentrations (Chl_{sat}) and the vertical attenuation coefficient of light (K_{490}) from monthly composites from the sensor SeaWiFS, for the 1997 - 2002 period. Besides these data, the algorithm to calculate P requires additional elements, such as the photosynthetic parameters that describe the phytoplankton physiological state and the vertical distribution of phytoplankton biomass within the euphotic zone. To estimate P_{new} from P , values for the f -ratio ($f = P_{new}/P$) are required. Photosynthetic parameters were taken from the literature, and the f ratio was deduced from average nitrate profiles generated in this work and empirical relations also from the literature. Remote sensors provide Chl_{sat} information only for the upper 22% portion of the euphotic zone. Both the phytoplankton biomass vertical distribution to be associated with the "surface" satellite data and the vertical distribution of the f -ratio were deduced from historic oceanographic data. 268 Chl profiles from the Gulf of California and 355 profiles from the Gulf of Mexico were used to fit a Gaussian distribution function to represent the vertical Chl profile with four parameters. The year was divided into two "seasons": "cold" and "warm", for each gulf. Then, taking data from each "season" separately, multivariate analysis was applied to divide each gulf into as many as four regions. Representative means of the four Gaussian parameters were generated for each "season" and region. The assumption of a homogeneous Chl profile resulted in an underestimation of P up to 60% with respect to values calculated with the Gaussian profiles for the Gulf of California and up to 21% for the Gulf of Mexico. In order to allow for

the use of satellite data to generate the Chl profiles for each region and each "season" of each year, the use of the following equation is proposed:

$$Z_m = \sigma \{ \ln [h / (\sigma (2\pi)^{0.5} (Chl_{sat} - Chl_o))] \}^{0.5}$$

The equation relates the depth of the deep chlorophyll maximum (Z_m), with the representative means of the other three Gaussian parameters (σ , h , and Chl_o) for each "season" and region. The objective of this work is not to estimate the instantaneous local photosynthesis, but to estimate P for a whole geographic region and season.

Values for total production for the Gulf of California, integrated over the whole euphotic zone, and over a whole day ($gC\ m^{-2}\ d^{-1}$ or $TonC\ km^{-2}\ d^{-1}$), were higher and showed a larger seasonal variation (1.18 - 2.41 for the cold "season", and 0.39 - 0.48 for the warm "season") than those for the Gulf of Mexico (0.21 - 0.6 for the cold "season", and 0.21 - 0.3 for the warm "season"), as expected from published values. In the case of the warm "season", integrated P was up to twice as large in the Gulf of California as that of the Gulf of Mexico. In the case of the cold "season", it was up to an order of magnitude larger for the Gulf of California. In the area influenced by the Mississippi river, in the northern Gulf of Mexico, integrated P was relatively low due to the high turbidity caused by the river, which in turn caused a relatively shallow euphotic zone. When comparing P for the whole area of each region, values for the Gulf of Mexico are often larger than those for the Gulf of California because regions of the first are much larger than those of the second.

Integrated P_{new} ($gC\ m^{-2}\ d^{-1}$ or $TonC\ d^{-1}$) for the cold "season" in the Gulf of California increased from the entrance to the midriff islands region and then remained the same from there to the northern Gulf, with values up to twice as large in the two latter regions (up to $1.38\ gC\ m^{-2}\ d^{-1}$) with respect to those of the entrance (up to $0.62\ gC\ m^{-2}\ d^{-1}$). Values of P_{new} for the warm "season" of the Gulf of California were less than half those of the cold "season" ($0.25 - 0.31\ gC\ m^{-2}\ d^{-1}$). The f -ratio values for the Yucatan and Mississippi regions of the Gulf of Mexico were high, and this caused relatively high P_{new} values of up to $0.52\ gC\ m^{-2}\ d^{-1}$ for Yucatan, and up to 0.24 for Mississippi. On the other hand, P_{new} values were very low for the oceanic region and similar for both "seasons" ($<0.02\ gC\ m^{-2}\ d^{-1}$). P_{new} values for the warm "season" of the Yucatan region were only $\cong 40\%$ of those of the cold "season".

Key words: Chlorophyll concentration profiles, phytoplankton production, total production, new production, Gulfs of California and Mexico.

DEDICATORIA

A mima y pipo, quienes a pesar de la distancia siempre me acompañan, dándome palabras de aliento e impulsando todo y cada uno de mis proyectos.

A Temo, Carlos E, y Andrea el mejor de los regalos que me ha dado la vida, gracias por su amor y su paciencia. Es por y para ustedes.

A toda mi familia de Cuba y de México por su inmenso cariño.

AGRADECIMIENTOS

Creo que en este momento necesito ante todo darle gracias a la vida, a mis padres, mis maestros, mi familia, y mis amigos que me han permitido llegar y concretar un proyecto, ojalá y siempre pueda tenerlos. Este trabajo es el fruto de muchos años de investigación de un gran número de personas, algunas con las que he tenido el privilegio conocer y compartir, otras, que desde el anonimato han generado y lo siguen haciendo una gran cantidad de información, para todos ellos mi mas profundo agradecimiento.

Agradezco a toda y cada una de las personas del CICESE desde personal de intendencia, lancheros, secretarias, técnicos, investigadores y directivos todas las atenciones brindadas, de sentir a CICESE como mi propia casa, brindarme el apoyo institucional y financiero para el desarrollo de esta tesis.

A José M. Domínguez y Francisco Ponce nuestros queridos dibujantes por su apoyo incondicional en la edición de gráficos y figuras. Gracias por ayudarme cada vez que los necesité.

Al personal del Dpto. de Cómputo, especialmente a Enrique, Javier, y Victor, quiénes siempre estuvieron disponibles para ayudarme con cualquier problema de cómputo, a todos gracias.

Al Dr. Douglas Biggs de la Universidad de Texas A&M por proporcionarme información muy valiosa del Golfo de México, libretas de trabajo y por estar disponible para aclarar mis dudas cada vez que lo necesité.

Al Naval Ocean Data Center , por permitir accesar sus bases de datos.

Al Dr. Trevor Platt de Bedford Institute y todo su equipo de trabajo por la ayuda proporcionada en el ajuste de los perfiles Gaussianos así como por los comentarios hechos a este trabajo.

A NASA y espacialmente al Dr. Mathi Kahru por proporcionarme las imágenes de SeaWIFS.

Al Proyecto de Oceanografía por Satélite por todas las facilidades brindadas.

Mi sinodal Dra. Diana Tentori quién en su papel de sinodal externo aportó a este trabajo un sinúmero de comentarios que permitieron hacerlo mejor, gracias por aceptar estar presente.

El Dr. Eduardo Santamaría del Ángel quién en todo momento estuvo presente con sus atinados comentarios estadísticos, sugerencias y más aun su ayuda para el procesado de las imágenes, gracias Eduardo una vez más.

El Dr. Gilberto Gaxiola quien ha seguido cada uno de los pasos de mi formación académica, su disponibilidad para el trabajo, su visión y su experiencia fueron verdaderamente enriquecedores. A ti Gilo mi más profundo agradecimiento, ha sido un verdadero placer él poder contar con tu presencia.

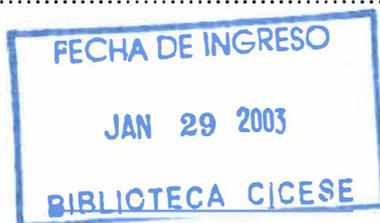
Al Dr. Alberto Zirino quién con su enorme experiencia participó desde los inicios de mi formación académica, me enseñó el mundo de la Química Marina que permitió mi entrada a la Oceanografía. Sus enseñanzas, sugerencias, comentarios y revisiones han sido de un gran valor para este y otros trabajos, a ti Alberto mi agradecimiento infinito, cuídate mucho para que nos regales toda esta experiencia durante muchos años.

Mi inmenso agradecimiento a quién considero un fiel enamorado y visionario de la Ciencia y la Investigación, quién descubrió y fomentó mi gusto por la Oceanografía Biológica, realmente es un verdadero privilegio él poder ser alumna de quién considero es un formador no sólo de conocimiento sino también de actitud y generosidad a la vida. Realmente sólo me resta decirte, GRACIAS SAUL POR TUS ENSEÑANZAS siempre serás mi GRAN MAESTRO.

Con inmenso cariño agradezco a todo y cada uno de mis grandes amigos de México, realmente sería imposible mencionarles sin olvidar el nombre de alguno de ustedes, por eso sólo me resta decirles que este largo camino habría sido inaccesible sin la presencia de ustedes, como estampa estarán siempre en mi mente y mi corazón.

CONTENIDO

	Páginas
I.- Introducción.....	1
I.1.- Antecedentes.....	1
I.2.- Objetivos.....	9
II.- Descripción de las áreas de estudio y Metodología.....	10
II.1.- Golfo de California.....	10
II.2.- Golfo de México.....	17
II.3.- Metodología.....	25
III.- Resultados.....	47
III.1.- Perfiles de clorofila y la estructura física de la columna de agua.....	47
III.1.1.- Golfo de California.....	46
III.1.2.- Golfo de México.....	61
III.2.- Perfiles de Nitratos.....	72
III.3.- Producción primaria total y Nueva.....	77
IV.- Discusiones.....	99
V.- Conclusiones.....	119
Bibliografía.....	121
Anexo.....	137



LISTA DE FIGURAS

	<u>Página.</u>
Figura 1.- Area de estudio. Golfo de California.	11
Figura 2.- Area de estudio. Golfo de México.	18
Figura 3.- Ejemplos de perfiles de concentración de clorofila a en: a y b Golfo de California (GC) y c y d Golfo de México (GM) con los datos originales (línea continua) y la curva Gaussiana representativa (línea discontinua); los paneles de la izquierda corresponden a la época fría y los de la derecha a la caliente.	28
Figura 4.- Localidad de las estaciones hidrográficas del Golfo de California: a) época fría y b) época caliente. Algunas estaciones hidrográficas se traslapan. Los primeros dos dígitos de los números al lado de los símbolos son el año, los otros dos dígitos son el mes.	31
Figura 5.- Regiones del Golfo de California: a) para la época fría y b) para la época caliente.	32
Figura 6.- Localidad de las estaciones hidrográficas del Golfo de México. Algunas estaciones hidrográficas se traslapan. Los primeros dos dígitos de los números al lado de los símbolos son el año, los otros dos dígitos son el mes.	36
Figura 7.- Regiones del Golfo de México: a) para la época fría y b) para la época caliente.	38
Figura 8.- Medias para cada región y época del año en el Golfo de California: a y b) temperatura superficial; c y d) concentración superficial de clorofila; y e y f) concentración de clorofila en el máximo profundo. Los paneles de la izquierda son para la época fría y los de la derecha son para la época caliente. Las barras simbolizan los errores estándares.	48
Figura 9.- Medias para cada región y época del año de los parámetros Gaussianos en el Golfo de California: a y b) h ; c y d) Chl_o e y f) σ y g y h) Z_m . Los pares de la izquierda son la época fría y los de la derecha la época caliente. Las barras simbolizan los errores estándares.	50

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

- Figura 10.- Medias de la profundidad de la capa de mezcla y del índice de estratificación, para cada región y época del año en el Golfo California. Las barras simbolizan los errores estándares. 52
- Figura 11.- Distribución espacial promedio de la profundidad de la capa de mezcla en el Golfo de California: a) para la época fría y b) para la época caliente. 54
- Figura 12.- Líneas de regresión para Z_m en función de la profundidad de la capa de mezcla. Las líneas punteadas representan los intervalos de variación al 95 % de nivel de confianza. Muchos puntos se traslapan. Las ecuaciones están en la tabla IV. 55
- Figura 13.- Líneas de regresión para Z_m en función del índice de estratificación. Las líneas punteadas representan los intervalos de variación al 95 % de nivel de confianza. Muchos puntos se traslapan. Las ecuaciones están en la tabla IV. 56
- Figura 14.- Ejemplos de perfiles de $Chl_{(z)}$ estimados con las mismas concentraciones superficiales de clorofila para todas las regiones y épocas del año en el Golfo de California: Panel de la izquierda $Chl_s = 0.2 \text{ mg m}^{-3}$ y el de la derecha $Chl_s = 1.0 \text{ mg m}^{-3}$. Las flechas horizontales indican el fondo de la zona eufótica (nivel de luz = 1 % E_0). 60
- Figura 15.- Medias para cada región y época del año en el Golfo de México: a y b) temperatura superficial; c y d) concentración superficial de clorofila; y e y f) concentración de clorofila en el máximo profundo. Los paneles de la izquierda son para la época fría y los de la derecha son para la época caliente. Las barras simbolizan los errores estándares. 63
- Figura 16.- Medias para cada región y época del año de los parámetros Gaussianos en el Golfo de México: a y b) h ; c y d) Chl_0 e y f) σ y g y h) Z_m . Los pares de la izquierda son la época fría y los de la derecha la época caliente. Las barras simbolizan los errores estándares. 65
- Figura 17.- Medias de la profundidad de la capa de mezcla y el índice de estratificación, para cada región y época del año en el Golfo de México. Las barras simbolizan los errores estándares. 68

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

- Figura 18.- Líneas de regresión para Z_m en función de la profundidad de la capa de mezcla. Las líneas punteadas representan los intervalos de variación al 95 % de nivel de confianza. Muchos puntos se traslapan. Las ecuaciones están en la tabla VII. 70
- Figura 19.- Líneas de regresión para Z_m en función del índice de estratificación. Las líneas punteadas representan los intervalos de variación al 95 % de nivel de confianza. Muchos puntos se traslapan. Las ecuaciones están en la tabla VII. 71
- Figura 20.- Ejemplos de perfiles de $Chl_{(z)}$ estimados con $Chl_s = 0.2 \text{ mg m}^{-3}$ y para las distintas regiones y estaciones en el Golfo de México. La flecha representa el fondo de la zona eufótica (1 % E_0). 72
- Figura 21.- Perfiles promedios de nitratos en cada una de las regiones del Golfo de California. a, b, c y d corresponden a la época fría; e y f a la época caliente. 75
- Figura 22.- Perfiles promedios de nitratos en cada una de las regiones del Golfo de México a, b, y c y d corresponden a la época fría; c y d a la época caliente. 76
- Figura 23.- Ejemplos de perfiles de Chl (círculos negros), irradiancia (triángulos negros), productividad primaria (triángulos blancos) y producción nueva (círculos blancos), calculados a partir de las concentraciones superficiales de clorofila derivadas del SeaWIFS par los años 1997-2000 en la región I en el golfo de California. 88
- Figura 24.- Ejemplos de perfiles de Chl (círculos negros), irradiancia (triángulos negros), productividad primaria (triángulos blancos) y producción nueva (círculos blancos), calculados a partir de las concentraciones superficiales de clorofila derivadas del SeaWIFS par los años 1997-2000 en la región II en el golfo de California. 89
- Figura 25.- Ejemplos de perfiles de Chl (círculos negros), irradiancia (triángulos negros), productividad primaria (triángulos blancos) y producción nueva (círculos blancos), calculados a partir de las concentraciones superficiales de clorofila derivadas del SeaWIFS par los años 1997-2000 en la región III en el golfo de California. 90

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

- Figura 26.- Ejemplos de perfiles de Chl (círculos negros), irradiancia (triángulos negros), productividad primaria (triángulos blancos) y producción nueva (círculos blancos), calculados a partir de las concentraciones superficiales de clorofila derivadas del SeaWIFS par los años 1997-2000 en la región IV en el golfo de California. 91
- Figura 27.- Ejemplos de perfiles de Chl (círculos negros), irradiancia (triángulos negros), productividad primaria (triángulos blancos) y producción nueva (círculos blancos), calculados a partir de las concentraciones superficiales de clorofila derivadas del SeaWIFS par los años 1997-2000 en la región 1 en el golfo de California. 92
- Figura 28.- Ejemplos de perfiles de Chl (círculos negros), irradiancia (triángulos negros), productividad primaria (triángulos blancos) y producción nueva (círculos blancos), calculados a partir de las concentraciones superficiales de clorofila derivadas del SeaWIFS par los años 1997-2000 en la región 2 en el golfo de California. 93
- Figura 29.- Ejemplos de perfiles de Chl (círculos negros), irradiancia (triángulos negros), productividad primaria (triángulos blancos) y producción nueva (círculos blancos), calculados a partir de las concentraciones superficiales de clorofila derivadas del SeaWIFS par los años 1997-2000 en la región I en el golfo de México. 94
- Figura 30.- Ejemplos de perfiles de Chl (círculos negros), irradiancia (triángulos negros), productividad primaria (triángulos blancos) y producción nueva (círculos blancos), calculados a partir de las concentraciones superficiales de clorofila derivadas del SeaWIFS par los años 1997-2000 en la región II en el golfo de México. 95
- Figura 31.- Ejemplos de perfiles de Chl (círculos negros), irradiancia (triángulos negros), productividad primaria (triángulos blancos) y producción nueva (círculos blancos), calculados a partir de las concentraciones superficiales de clorofila derivadas del SeaWIFS par los años 1997-2000 en la región III en el golfo de México. 96
- Figura 32.- Ejemplos de perfiles de Chl (círculos negros), irradiancia (triángulos negros), productividad primaria (triángulos blancos) y producción nueva (círculos blancos), calculados a partir de las concentraciones superficiales de clorofila derivadas del SeaWIFS par los años 1997-2000 en la región 1 en el golfo de México. 97

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

- Figura 33.- Ejemplos de perfiles de Chl (círculos negros), irradiancia (triángulos negros), productividad primaria (triángulos blancos) y producción nueva (círculos blancos), calculados a partir de las concentraciones superficiales de clorofila derivadas del SeaWiFS por los años 1997-2000 en la región 2 en el golfo de México. 98

LISTA DE TABLAS

	<u>Página</u>
Tabla I.- Número de perfiles de clorofila utilizados por año, mes y época del año, para cada una de las regiones del Golfo de California.	34
Tabla II.- Número de perfiles de clorofila utilizados por año, mes y época del año, para cada una de las regiones del Golfo de México.	37
Tabla III.- Medias \pm los errores estándares de las propiedades del agua, los parámetros Gaussianos, la profundidad de la capa de mezcla y del índice de estratificación, por época y región en el Golfo de California.	49
Tabla IV.- Ecuaciones de regresión, para estimar Z_m en función de la profundidad de la capa de mezcla (PCM) y del parámetro de estratificación (ϕ_s) por época y por región, en el Golfo de California.	58
Tabla V.- Ejemplos de Clorofila integrada (Chl_{int}) y de P_{int} para el modelo Gaussiano y para una distribución homogénea (H) de biomasa por región y por época, en el Golfo de California.	59
Tabla VI.- Medias \pm los errores estándares de las propiedades del agua, los parámetros Gaussianos, la profundidad de la capa de mezcla y del índice de estratificación, por época y región en el Golfo de México.	62
Tabla VII.- Ecuaciones de regresión, para estimar Z_m en función de la profundidad de la capa de mezcla (PCM) y del parámetro de estratificación (ϕ_s) por época y por región, en el Golfo de México.	69
Tabla VIII.- Ejemplos de Clorofila integrada (Chl_{int}) y de P_{int} para el modelo Gaussiano y para una distribución homogénea (H) de biomasa por región y por época, en el Golfo de México.	69

LISTA DE TABLAS (Continuación)

Tabla IX.- Valores promedios por épocas y regiones en el Golfo de California y en el Golfo de México de diferentes variables: Chl_{sat} (mg C m^{-3}), K_{490} (m^{-1}) y E_0 ($\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$) obtenidas de las composiciones mensuales de SeaWIFS entre 1997-2001.	83
Tabla X.- Valores de producción primaria total integrada en la columna de agua por regiones en el Golfo de California durante los años 1997-2001 derivados de datos del SeaWIFS.	84
Tabla XI.- Valores de producción primaria total integrada en la columna de agua por regiones en el Golfo de México durante los años 1997-2001 derivados de datos del SeaWIFS.	85
Tabla XII.- Valores de producción nueva integrada en la columna de agua por regiones en el Golfo de California durante los años 1997-2001 derivados de datos del SeaWIFS.	86
Tabla XIII.- Valores de producción nueva integrada en la columna de agua por regiones en el Golfo de México durante los años 1997-2001 derivados de datos del SeaWIFS.	87

I.- INTRODUCCIÓN

I.1. Antecedentes

La producción primaria del fitoplancton oceánico soporta los ecosistemas pelágicos y bentónicos, determinando en gran medida la razón de acumulación de material orgánico en los sedimentos. Por ello, los procesos biológicos del fitoplancton pueden alterar de manera significativa el intercambio de carbono entre el océano y la atmósfera. Alrededor de un 50% del bióxido de carbono antropogénico que entra a la atmósfera es absorbido por el océano y la biósfera terrestre. No hay certidumbre todavía de cómo se divide esta fracción de CO₂ entre los continentes y el océano, ó qué tanto va a cambiar con el tiempo esta fracción asimilada (Behrenfeld, 2001). Para predecir las concentraciones futuras de CO₂ en la atmósfera, se requiere desarrollar un conocimiento del ciclo global del carbono al detalle y cómo responde a las alteraciones naturales y antropogénicas del clima (Najjar *et al.*, 2001). La fotosíntesis del fitoplancton oceánico juega un papel muy importante en el ciclo global del carbono ya que es de una magnitud similar a la fotosíntesis de las plantas terrestres (Longhurst *et al.*, 1995), a pesar que la biomasa fitoplanctónica es del orden de sólo un 3% de la biomasa de las plantas terrestres (Libes, 1992). La fotosíntesis del fitoplancton reduce la presión parcial del bióxido de carbono en la superficie del océano. Una porción del carbono secuestrado como partículas de materia orgánica puede pasar a las capas profundas, provocando un flujo de CO₂ de la atmósfera hacia el

océano y de éste a los sedimentos, lo cuál es conocido como “bomba biológica” (Lewis, 1992).

La producción fitoplanctónica total (P) puede considerarse como la suma de la producción regenerada y la producción nueva (Dugdale y Goering, 1967). Para la producción regenerada el fitoplancton utiliza los nutrientes que se reciclan en la zona eufótica. La producción nueva (P_{nueva}) por su parte es la porción de la producción primaria producida por la entrada de nutrientes oxidados a la zona eufótica, es decir, es la productividad que resulta principalmente del flujo turbulento vertical de nitratos desde las capas profundas, a través de la termoclina (Eppley y Peterson, 1979; Martin *et al.*, 1987). El funcionamiento y eficiencia de la “bomba biológica” han sido cuestionados por la carencia de datos que la validen.

Los datos generados por sensores remotos a bordo de satélites constituyen una excelente herramienta que permite visualizar a escala global los procesos biogeoquímicos y físicos, así como establecer sus fluctuaciones estacionales e interanuales. Así mismo, las imágenes de satélite brindan la mejor opción conocida hasta nuestros días para establecer una caracterización integral de los ecosistemas pelágicos (Mitchell, 1994). Los sensores remotos proveen información sobre un promedio *sui generis* de la concentración de pigmentos fotosintéticos de la primera profundidad óptica en la columna de agua. La primera profundidad óptica es el inverso del coeficiente de atenuación vertical de luz difusa (K_d^{-1}) y es igual al ~22% superior de la zona eufótica (Kirk, 1994). Sin embargo, los algoritmos empíricos y semianalíticos que se han desarrollado para estimar la

producción primaria se aplican a toda la zona eufótica, y requieren el perfil vertical de los pigmentos fotosintéticos (Platt y Sathyendranath, 1993; Behrenfeld y Falkowski, 1997). Por lo tanto hay una deficiencia cuando se usa solamente la información de satélite para modelar la producción primaria. Por lo anterior, resulta de gran interés el conocimiento de la estructura vertical de la biomasa fitoplanctónica para poder estimar la producción primaria integrada en la columna eufótica (Platt y Sathyendranath, 1993; Millán-Núñez *et al.*, 1997).

Las imágenes de color del océano generadas por sensores remotos orbitando en satélites se podrían utilizar para estimar la producción primaria de los mares adyacentes a México. Sin embargo, para hacerlo de una manera apropiada es menester primero el contar con una serie de elementos de apoyo. Un ejemplo de algoritmo local para estimar la producción primaria es el de Platt *et al.* (1988):

$$P_{(z)} = [P_{m(z)}^* \text{Chl}_{(z)} \alpha_{(z)}^* \text{PAR}_{(z)}] / [(P_{m(z)}^*)^2 + (\text{PAR}_{(z)} \alpha_{(z)}^*)^2]^{1/2},$$

o su modificación sugerida por Giles-Guzmán y Alvarez-Borrego (2000) para aguas caso I:

$$P_{(z)} = [P_{m(z)}^* \phi_{\max} \text{Chl}_{(z)} \bar{a}_{\text{ph}(z, \text{Chl})}^* \text{PAR}_{(z)}] / [(0.02315 P_{m(z)}^*)^2 + \text{PAR}_{(z)} \bar{a}_{\text{ph}(z, \text{Chl})}^* \phi_{\max}^2]^{1/2}$$

La producción $P_{(z)}$ está expresada en $\text{mgC m}^{-3} \text{h}^{-1}$. En estas expresiones se puede apreciar que además de la concentración de clorofila (Chl) superficial

proporcionada por las imágenes de satélite se requieren variables como el perfil vertical de radiación escalar fotosintéticamente activa (PAR por sus siglas en inglés) ($PAR_{(z)}$), el perfil vertical de Chl ($Chl_{(z)}$), el coeficiente específico de absorción de luz por el fitoplancton ($\bar{a}_{ph(z), Chl}^*$) promediado ponderadamente por la forma de la distribución espectral *in situ* de $PAR_{(z)}$, y los parámetros fotosintéticos derivados de la curva fotosíntesis-irradiancia (P-E). Los parámetros fotosintéticos son el número de asimilación y la pendiente inicial, $P_{m(z)}^*$ y $\alpha_{(z)}^*$ respectivamente. El número de asimilación es el valor máximo de producción primaria al óptimo de PAR, normalizado por unidad de concentración de clorofila ($mgC\ mgChl^{-1}\ h^{-1}$). La pendiente inicial de la curva, a baja PAR, se expresa en $mgC\ mgChl^{-1}\ h^{-1}\ (\mu mol\ cuanta\ m^{-2}\ s^{-1})^{-1}$. La eficiencia cuántica máxima de la fotosíntesis del fitoplancton (ϕ_{max} , moles C (mol cuanta) $^{-1}$) se deriva de $\alpha_{(z)}^*$ y $\bar{a}_{ph(z), Chl}^*$ (Giles-Guzmán y Alvarez-Borrego, 2000). El factor 0.02315 hace la conversión de mg a moles de carbono, de horas a segundos y de μ moles a moles de cuanta. En este tipo de modelos no se explicita el efecto de la concentración de nutrientes ya que éste se manifiesta a través de Chl. Los nutrientes controlan la biomasa fitoplanctónica pero tienen un efecto débil en los parámetros fotosintéticos (Cullen *et al.*, 1992).

Como la información generada por satélites sobre la concentración de pigmentos fotosintéticos es superficial, una opción es el suponer que la distribución vertical de esta concentración es homogénea. El suponer una capa

bien mezclada, con una distribución vertical homogénea de los pigmentos fotosintéticos podría conducir a estimaciones inexactas de la producción primaria integrada (Platt *et al.*, 1991). Una característica casi universal de los perfiles verticales de clorofila *a* es el máximo profundo (MPC) (Dandonneau, 1979; Cullen y Eppley, 1981). Aún en lugares con una elevada turbulencia, como la zona de las grandes islas en el Golfo de California, se puede encontrar este máximo profundo de clorofila (Cortés Lara *et al.*, 1999). Esto se debe a que la PAR siempre tiene un gradiente vertical muy fuerte en la columna de agua.

Generalmente, el tomar en cuenta la presencia del MPC aumenta las estimaciones de producción primaria integrada, y como el MPC a menudo está por debajo de la capa de mezcla, es muy probable que la mayoría de su producción primaria sea producción nueva (Sathyendranath *et al.*, 1995). De ahí la importancia de una determinación rigurosa del perfil vertical de Chl, en lugar de la suposición generalizada de una distribución vertical homogénea del fitoplancton en la columna eufótica. Lewis *et al.* (1983) y Platt *et al.* (1988) propusieron funciones de distribución Gaussiana para representar el perfil vertical de Chl. Las diferencias regionales de la distribución vertical de Chl constituyen un problema para estimar la producción primaria a partir de mediciones superficiales. La suposición de una función de distribución Gaussiana es que para una determinada región del océano, en una estación del año dada, la forma típica del perfil vertical de Chl es estable. Por lo tanto es necesario usar datos históricos de Chl para caracterizar los parámetros de la distribución Gaussiana para cada provincia o región oceánica. Para el propósito del cálculo de la producción primaria es preferible que estas

provincias o regiones sean lo más grande posible (Sathyendranath *et al.*, 1995). Basados en lo anterior, se han hecho estimaciones globales de producción primaria del océano (v.g.: Longhurst *et al.*, 1995). Sin embargo, las regiones oceánicas que estos últimos autores consideraron son muy grandes y es posible que se pueda mejorar la exactitud de estas estimaciones si se reconoce una estructura más fina, con regiones más chicas donde las formas de los perfiles de clorofila sean significativamente diferentes de región a región.

Millán-Núñez *et al.* (1997) usaron datos históricos del programa CalCOFI para desarrollar modelos empíricos de regresión para estimar los parámetros que caracterizan la distribución vertical de Chl en el Sistema de la Corriente de California, incluyendo las aguas frente a Baja California. Falta generar este tipo de modelos para otros mares adyacentes a México. Para la generación apropiada de estos modelos de regresión se requiere que haya bancos de datos con un número grande de perfiles por cada región oceánica y para cada estación del año, ya que unos cuantos perfiles proveen pocos grados de libertad y no representan de una manera robusta (*sensu* estadística) la región en cuestión.

Basados en incubaciones con ^{14}C para generar curvas P-E, Valdéz-Holguín *et al.*, (1998) propusieron valores promedio de los parámetros fotosintéticos para la región del Sistema de la Corriente de California. Así mismo, Gaxiola-Castro *et al.*, (1999) y Valdéz-Holguín *et al.*, (1999) propusieron valores promedio de los parámetros fotosintéticos para el Golfo de California, para diferentes épocas del año.

Giles-Guzmán y Alvarez-Borrego (2000) desarrollaron un modelo para estimar $K_{0(z)}$ (el coeficiente de atenuación vertical de luz difusa escalar) promedio para la radiación fotosintéticamente activa (PAR), para aguas oceánicas caso I. Mediante este modelo se obtiene $K_{0(z)}$ en función de la profundidad y $Chl_{(z)}$. Por definición las aguas caso I son aquellas donde el fitoplancton y los productos derivados del mismo juegan un papel primordial para determinar las propiedades ópticas inherentes (Loisel y Morel, 1998). Empíricamente se ha determinado que las aguas caso I son las que se encuentran lejos de la influencia de aportes de ríos y de aportes eólicos de material terrígeno, y por comparación entre datos de satélite y datos de muestras de agua de mar, son las que tienen un intervalo de Chl de centésimas de miligramos a 1.5 mg m^{-3} (Gordon *et al.*, 1983).

Por lo anterior, todavía queda una gran cantidad de trabajo a desarrollar para estar en posibilidad de utilizar las imágenes de color del océano generadas por satélites para la estimación de la producción primaria de los mares adyacentes a México, desde la caracterización de los perfiles verticales de clorofila, parámetros bioópticos y fisiológicos del fitoplancton, así como las estimaciones de producción primaria y nueva en diferentes escalas de espacio y de tiempo en estos mares. En este trabajo por ejemplo la intención no es el predecir perfiles de clorofila para hacer una estimación de la productividad primaria instantánea local, sino proveer medias representativas de los perfiles de clorofila para estimar la producción primaria para toda una época del año y para toda una región de estos

mares. Morel y Berthon (1989) indicaron que no es razonable sino más bien superfluo el pretender usar modelos de P que usen datos de satélite fotel por fotel.

I.2. Objetivos

I.2.1. Objetivo general:

Contribuir a la aplicación de las imágenes de satélite para la estimación de la producción primaria del Golfo de California y del Golfo de México.

I.2.2. Objetivos específicos

Caracterizar los parámetros que determinan el perfil vertical de Chl en el Golfo de California y de México.

Desarrollar modelos empíricos que relacionen los parámetros Gaussianos con propiedades que describan la estructura física de la columna de agua, tales como la profundidad de la capa de mezcla o un índice de estratificación, en diferentes regiones de estos mares y para diferentes épocas del año.

Finalmente, utilizar estos modelos empíricos de los perfiles de Chl en conjunto con datos de satélite (Chl_s , PAR y K_d), información de la literatura sobre los parámetros fotosintéticos y sobre modelos empíricos de la relación P/P_{nueva} , para estimar la producción primaria total y la producción nueva de estos mares, y describir sus variaciones estacionales e interanuales.

II. DESCRIPCION DE LAS AREAS DE ESTUDIO Y METODOLOGIA

II.1. Golfo de California.

El Golfo de California ocupa una posición oceanográfica única entre los mares marginales del océano Pacífico (Fig. 1). Situado entre la península árida de Baja California en el occidente y la casi igualmente árida región de Sonora y Sinaloa en el oriente, comprende una gran cuenca de evaporación que está abierta al Pacífico en su parte sur (Roden, 1964). Tiene aproximadamente 1000 km de largo y en promedio 150 km de ancho. Topográficamente se divide en una serie de cuencas, que se hacen más profundas hacia el sur y que están separadas unas de otras por umbrales transversales (Shepard, 1950). En la región de la boca las cuencas alcanzan profundidades de >3000 m, y en el norte son hasta más someras que 200 m. En el lado occidental la plataforma continental (peninsular) es generalmente estrecha y rocosa, en el lado oriental es más ancha y con pendiente suave (Van Andel, 1964). Las costas de Sonora y Sinaloa, en el lado oriental, tienen muchas lagunas costeras.

Con excepción de la región oriental de la boca, frente a la costa de Nayarit y Cabo Corrientes, y sólo en los meses de alta precipitación pluvial en verano, no hay influencia de aporte de ríos más allá de una franja costera muy restringida, debido a la construcción de presas y el uso del agua dulce para la agricultura, el desarrollo urbano y la industria (Alvarez-Borrego, 2001).

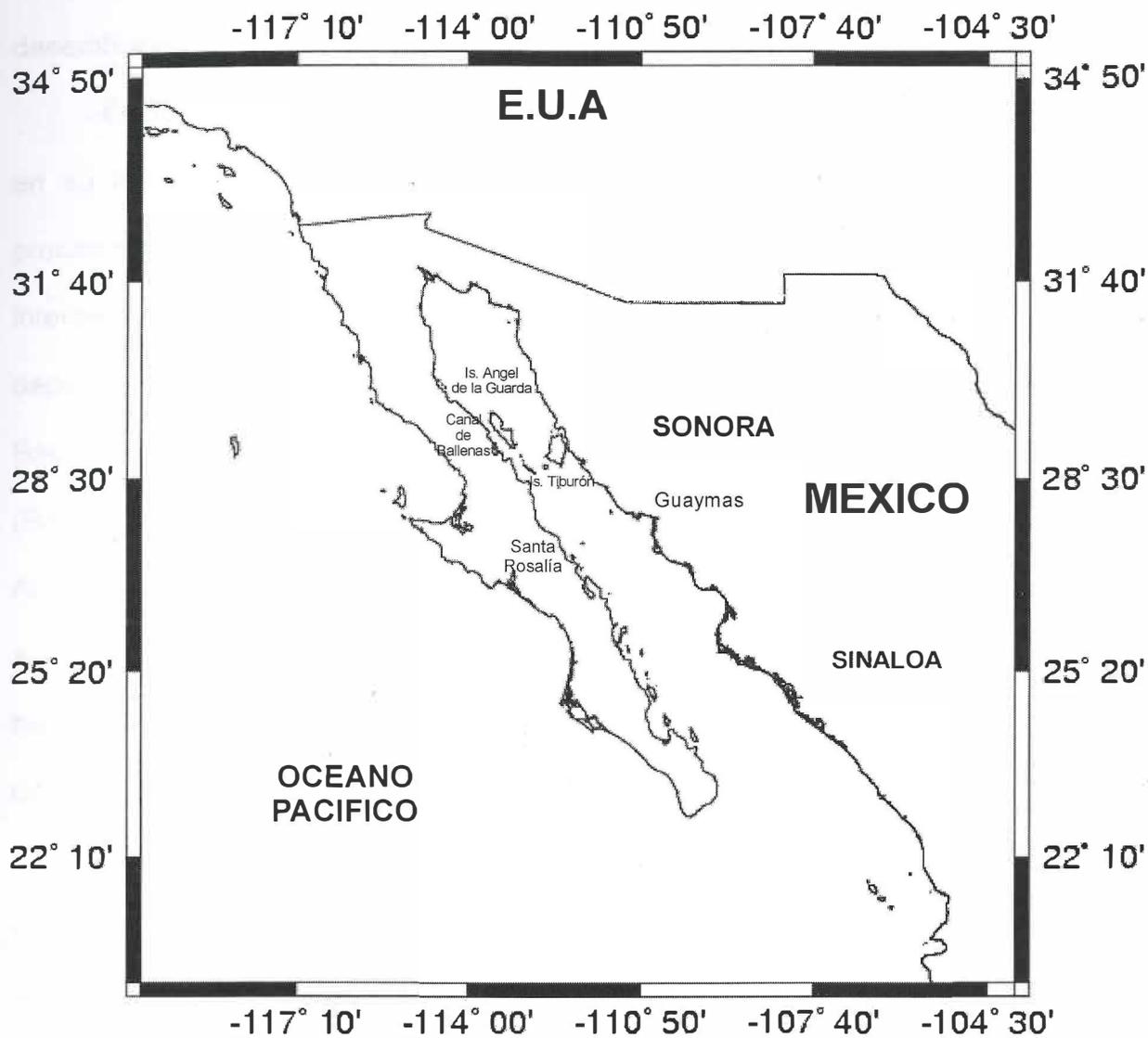


Figura 1.- Area de estudio. Golfo de California

En el Alto Golfo, en el extremo norte, sólo esporádicamente se tiene aporte de agua dulce del Río Colorado, y sólo afecta unas decenas de kilómetros entre la desembocadura y San Felipe, frente a Baja California (Lavín y Sánchez, 1999).

El Golfo de California presenta una gama variada e importante de procesos, en su mayoría de tipo físico y con impactos importantes en su biota. Estos procesos actúan en diversas escalas de espacio y tiempo, desde cambios interdecadales registrados en las series de tiempo de velocidad relativa de depósito de escamas de peces en sedimentos laminados (Holmgren-Urba y Baumgartner, 1993), cambios interanuales asociados a eventos El Niño (ENSO) (Baumgartner y Christensen, 1985; Baumgartner *et al.*, 1985; Santamaría-Del-Angel *et al.*, 1994; Holmgren-Urba *et al.*, 1996), variaciones estacionales asociadas a cambios regionales en el campo de viento y en el régimen hidrográfico de invierno-primavera a verano-otoño (Roden y Groves, 1959), hasta diferencias espaciales entre regiones dentro del Golfo de California debido a zonas de mezcla por marea, vientos, surgencias costeras y ondas internas (Roden y Groves, 1959; Badán-Dangón *et al.*, 1985; Fu y Holt, 1984; Santamaría-Del-Angel *et al.*, 1994; Argote *et al.*, 1995; Valdéz-Holguín *et al.*, 1999).

El Golfo de California tiene principalmente tres mecanismos naturales de fertilización: las surgencias costeras inducidas por los vientos, la mezcla por fenómenos asociados a las mareas, y la circulación termohalina (Alvarez-Borrego, 2001). Las surgencias ocurren en la costa oriental con vientos del noroeste (condiciones de "invierno" de diciembre a mayo), y frente a las costas de Baja California con vientos del sureste (condiciones de "verano" de julio a octubre), con

junio y noviembre como períodos de transición (Alvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991). Los eventos de surgencia duran unos pocos días, y luego se relajan permitiendo que se establezca la columna de agua y florezcan las comunidades de fitoplancton (Alvarez-Borrego, 2001).

Con condiciones de "invierno", con vientos del noroeste, las surgencias en la costa oriental son fuertes y tienen un efecto muy marcado en las comunidades fitoplanctónicas (con valores de Chl hasta $>10 \text{ mg m}^{-3}$) y, debido a la circulación en forma de remolinos, aumentan la biomasa fitoplanctónica a través del Golfo (Santamaría-Del-Angel *et al.*, 1994a). Sin embargo, debido a la fuerte estratificación durante el verano, las surgencias de la costa de la península con vientos del sureste tienen un efecto muy débil en la biomasa fitoplanctónica, haciendo que Chl aumente sólo a décimas de mg m^{-3} , a pesar de vientos similares en magnitud a los de invierno (Santamaría Del-Angel *et al.*, 1999). En el Golfo se requiere de cinco a quince veces la energía para mover agua de 100 m a la superficie en verano con respecto al invierno. Un índice de estratificación de la columna de agua cercana a la superficie (0-100 m) es sólo $15-60 \text{ J m}^{-3}$ para invierno y hasta $260-310 \text{ J m}^{-3}$ para verano (Cortés-Lara *et al.*, 1999). El efecto de estas diferencias no se aprecia cuando se calcula el transporte de Ekman para las dos estaciones, porque Ekman resolvió la transferencia de momentum del aire al agua de una manera muy simplificada y supuso, entre otras cosas, que la columna de agua es homogénea (Pond y Pickard, 1983). Otro factor para que las surgencias de verano no tengan un efecto grande en la producción primaria del

Golfo es que las altas temperaturas de la capa de mezcla (hasta $>29^{\circ}\text{C}$) reduce la capacidad fotosintética del fitoplancton (Santamaría-Del-Angel *et al.*, 1999).

La velocidad de disipación de energía de marea es muy alta en el Alto Golfo (hasta $>0.5 \text{ W m}^{-2}$), y en el área de las grandes islas (Tiburón y Angel de la Guarda, Fig. 1) ($>0.3 \text{ W m}^{-2}$) (Argote *et al.*, 1995). La mezcla por fenómenos asociados a mareas entre las islas San Lorenzo y San Esteban produce una agitación vigorosa de la columna de agua hasta $>500 \text{ m}$ de profundidad, con el efecto neto de acarrear agua fría y más rica en nutrientes a la superficie. La mezcla por mareas tiene una modulación quincenal, es más fuerte con mareas postvivas y más débil con mareas postmuertas (Simpson *et al.*, 1994). Esta mezcla produce un efecto biológico similar al de una surgencia cuasicontínua.

En el Golfo de California el flujo neto de calor agua-atmósfera es hacia el mar (Castro *et al.*, 1994). Esto requiere una exportación oceánica de calor y sal hacia fuera del Golfo para lograr un balance, e implica que la circulación termohalina media anual debe tener un componente de flujo hacia adentro a cierta profundidad (Bray y Robles, 1991). Esto tiene una implicación ecológica importante, porque el agua que fluye hacia adentro a profundidad tiene más altas concentraciones de nutrientes que el agua superficial que fluye hacia afuera (Alvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991).

Debido a lo somero de la nutriclina (concentración de fosfato $\sim 2.5 \mu\text{M}$, a 100 m en la región de la entrada al Golfo) y a la gran diversidad de procesos físicos, la zona eufótica del Golfo de California presenta en "invierno" una de las

más altas concentraciones de nutrientes de los océanos del mundo (Alvarez Borrego *et al.*, 1978). Como consecuencia, la mayor parte del Golfo tiene una alta biomasa y productividad del fitoplancton con condiciones de invierno (diciembre - mayo) (Zeitzschel, 1969; Gaxiola-Castro y Alvarez-Borrego, 1986; Valdéz-Holguín y Lara-Lara, 1987), y en la parte central y norte incluso durante eventos El Niño (Lara-Lara *et al.*, 1984; Alvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991). Sin embargo, debido a la gran carencia de datos de productividad primaria no ha podido establecerse un patrón claro de estacionalidad de la misma (Valdéz-Holguín *et al.*, 1999).

El efecto de la estructura física de la columna de agua en el patrón espacial de Chl (mg m^{-3}) y producción primaria ($\text{mgC m}^{-3} \text{h}^{-1}$) durante el invierno de 1990, fue analizado por Gaxiola-Castro *et al.*, (1995). Estos autores encontraron la más baja estratificación de la columna de agua en la zona de las grandes islas, asociada con bajas temperaturas superficiales, relativamente alta Chl superficial y baja productividad primaria. Así mismo, reportaron valores altos de Chl integrada ($\text{Chl}_{\text{int}} \text{mg m}^{-2}$) y P integrada ($\text{P}_{\text{int}} \text{mgC m}^{-2} \text{h}^{-1}$) asociados con estratificación moderada o relativamente fuerte en la parte central y sur del Golfo.

Gaxiola-Castro *et al.*, (1999) analizaron el efecto de los frentes térmicos sobre el número de asimilación del fitoplancton y encontraron que los valores de las aguas provenientes de la región de las grandes islas fueron muy similares a los de surgencia costera. Sus datos no apoyaron la hipótesis de una diferencia espacial horizontal significativa del número de asimilación dentro del Golfo. Valdez-Holguín *et al.*, (1999) recomendaron los siguientes promedios para los

parámetros fotosintéticos, para todo el Golfo de California y para condiciones de “invierno” (T °C superficial <24 °C): $P_m^* = 9.6 \pm 2.4$ mgC mgChl⁻¹ h⁻¹ superficial, con una variación lineal entre éste y 3.7 ± 0.3 en la mitad de la zona eufótica, y luego un valor constante para aguas más profundas; un sólo valor de $\alpha_{inc}^* = 0.029 \pm 0.004$ mgC mgChl⁻¹ h⁻¹ ($\mu\text{mol cuanta m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)⁻¹ (pendiente inicial correspondiente a la distribución espectral de la luz en el incubador); y un sólo valor para la eficiencia cuántica de la fotosíntesis, $\phi_{max} = 0.06 \pm 0.01$ molC (mol cuanta)⁻¹. Y para condiciones de “verano”: $P_m^* = 3.7 \pm 0.3$ superficial, con una variación lineal entre éste y 1.5 ± 0.2 en la mitad de la zona eufótica, y otra variación lineal entre la última y 0.4 ± 0.1 en el fondo de la zona eufótica; $\alpha_{inc}^* = 0.013 \pm 0.001$ superficial, con una variación lineal entre ésta y 0.001 en el fondo de la zona eufótica; y un sólo valor $\phi_{max} = 0.014 \pm 0.002$. Además, estos últimos autores presentaron un procedimiento para corregir α_{inc}^* en aguas caso I (Chl < 1.5 mg m⁻³) por la distribución espectral de la luz *in situ* y obtener $\alpha_{in situ}^*$.

Dugdale y Goering (1967) y Eppley y Peterson (1979) encontraron que en regiones con alta concentración de nitrato (como es el caso de las grandes islas y las áreas de surgencias de invierno del Golfo) puede haber un alto porcentaje de P_{nueva} . Gaxiola-Castro *et al.* (1995), a partir de la razón de Redfield (Redfield *et al.*, 1963) y suponiendo una razón carbono a clorofila de 30 (Eppley, 1968) para aguas ricas en nutrientes, encontraron que en esta zona el consumo de nitrato (presente

en cierto momento) por el fitoplancton puede generar una Chl de alrededor de 30 mg m^{-3} .

Se han llevado a cabo diversos trabajos en el Golfo de California para analizar la variabilidad de la concentración de nutrientes, Chl, P, clorofila derivada de satélite, coeficiente específico de absorción del fitoplancton y parámetros fotosintéticos (Alvarez-Borrego, 1983; Alvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991; Gaxiola Castro, 1994; Santamaría Del Angel, 1994; Valdéz Holguín, 1998; Millán Núñez, 1999). Sin embargo, a pesar de que el Golfo de California ha sido extensamente estudiado, no se cuenta con la caracterización de la estructura vertical de los perfiles de Chl, que es de crucial importancia para las estimaciones de P mediante datos de satélite.

II. 2. Golfo de México

El Golfo de México, está localizado en una zona de transición entre clima tropical y subtropical (Velasco y Winant, 1996), entre 18° y 30° N, y 82° y 98° W (Fig. 2). Es una cuenca semicerrada que se comunica con el Océano Atlántico y con el Mar Caribe, por el estrecho de Florida y por el canal de Yucatán, respectivamente. Su batimetría varía considerablemente, alcanzando profundidades cercanas a los 4000 m en su región central. Su profundidad promedio es de 1500 m. La parte occidental tiene una extensión de norte a sur de 1300 km, mientras que las regiones central y oriental promedian 900 km (Fig. 2). Ciertas regiones del Golfo de México presentan características muy particulares.

En la plataforma continental de Florida la topografía es muy compleja a causa de las islas pequeñas y cayos. Por su parte el Banco de Campeche se caracteriza por tener un fondo con una pendiente muy débil (Monreal Gómez y Salas de León, 1997). Cubre un área total de $1.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ y contiene un volumen de agua de $2.3 \times 10^6 \text{ km}^3$ (Bialek, 1966).

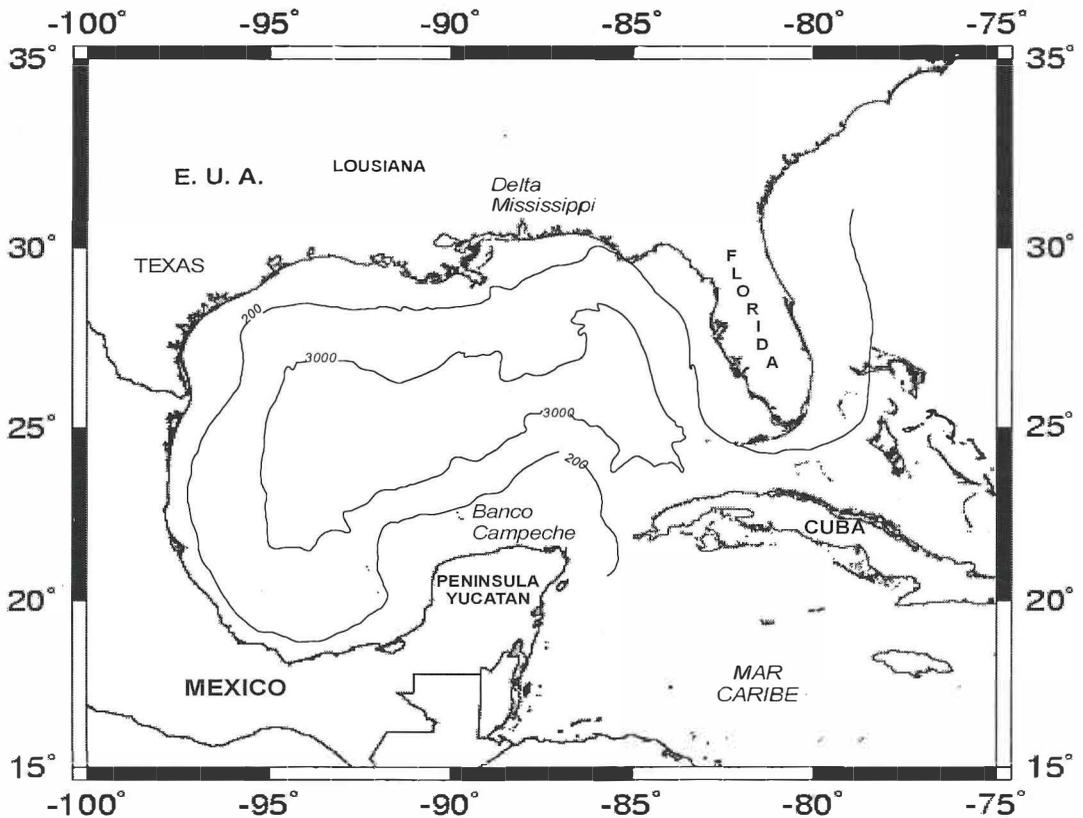


Figura 2.- Area de estudio. Golfo de México

Los vientos son dominantes del este durante los meses de febrero a septiembre, y el resto del año provienen del noreste. Cuando los vientos llegan a ser frecuentes son ráfagas veloces durante el período de octubre a abril, principalmente noviembre-febrero cuando alcanzan hasta los 12 nudos. Esta temporada se denomina como de "nortes", en la cual los vientos alisios son frecuentemente interrumpidos por los provenientes del primer cuadrante. Los nortes por lo general soplan de noviembre a marzo, los de carácter más severo ocurren de diciembre a febrero, pero pueden ocasionalmente presentarse posteriormente. Los nortes por lo general tienen una duración máxima de dos días, pero las tormentas severas pueden permanecer hasta cuatro días, ocasionando lluvias, chubascos y un marcado descenso de temperatura.

Los huracanes se caracterizan por vientos fuertes que sobrepasan 120 km h^{-1} , así como lluvias intensas que pueden alcanzar hasta 1000 mm mes^{-1} , sobre todo durante septiembre, mes en el que son más frecuentes. La evolución de los huracanes está condicionada a la cantidad de energía liberada en forma de calor de modo que las aguas tibias del Golfo de México proporcionan una gran cantidad de energía en forma de vapor de agua que actúa como vivificador de los huracanes. En el Golfo de México la evaporación es el principal proceso de transporte de calor a la atmósfera, calculándose que el sistema cede en promedio alrededor de 33 W m^{-2} (Vonder Harr, 1976). La mayor ganancia de calor es durante la primavera.

En la mayor parte del Golfo de México las mareas son de tipo diurno, con algunas regiones de mareas mixtas como las zonas del noroeste y noreste (plataforma de Texas-Luisiana y Florida). En la Sonda de Campeche hay componentes semidiurnos (Zettler y Hansen, 1972; Secretaria de Marina, 1974; Grijalva, 1975). Las mareas de tipo diurno se deben fundamentalmente a una co-oscilación con la marea del Océano Atlántico adyacente, la cual penetra al Golfo a través del estrecho de Yucatán. La presencia de mareas mixtas y semidiurnas en algunas localidades del Golfo de México podrían deberse principalmente a la interacción entre la onda de marea y la topografía de cada lugar.

Austin (1955) fue el primero en describir lo que llamó Corriente de Lazo. Esta corriente conecta al estrecho de Yucatán con el de Florida y constituye uno de los principales mecanismos de tipo físico que tienen efecto sobre el Golfo. De la Corriente de Lazo se desprenden anticiclones calientes que viajan hacia el oeste en forma de ondas de Rossby (Hurlburt y Thompson, 1980). Al chocar con la costa oeste, estos anticiclones forman una circulación de tríadas de ciclón-anticiclón-ciclón, arreglados paralelo a la costa (Vidal *et al.*, 1994a). Entre el ciclón al norte y el anticiclón se forma una corriente que bombea agua de la plataforma continental hacia el interior del Golfo. Esta corriente se puede apreciar en las imágenes de color del océano como lenguetas de Chl relativamente alta (Biggs y Müller-Karger, 1994).

Los vórtices anticiclónicos provenientes de la Corriente de Lazo constituyen el mecanismo primordial mediante el cual ingresan, se dispersan y se diluyen las masas de agua (Agua Superficial del Caribe, Agua Subtropical Intermedia, Agua

del Mar de los Sargazos, Agua Central de Atlántico Tropical, Agua Subantártica Intermedia, Agua Profunda de Atlántico Norte y Agua Profunda del Caribe (Merino (1992))) en el Golfo. La traslación de estos giros (6 km día^{-1}), su tiempo de hasta el fondo, y del campo de circulación y transporte que controla el intercambio de las masas de agua de la plataforma continental y de la región oceánica del residencia ($\sim 9\text{-}12$ meses) y su colisión contra el talud occidental son determinantes de la distribución de las propiedades físicas y químicas de las masas de agua desde la superficie Golfo de México (Vidal *et al.*, 1988). Vidal *et al.*, (1990, 1994b) encontraron que en el centro de los anticiclones la circulación vertical es descendente, provocando el hundimiento de las masas de agua, mientras que en el centro de los ciclones la circulación es ascendente, provocando fenómenos de surgencia con velocidades de hasta 15 m día^{-1} .

El Golfo de México es un ecosistema con un espectro variado de condiciones que incluye desde aguas costeras eutróficas hasta condiciones oligotróficas en el océano profundo (Lohrenz *et al.*, 1999). Sin embargo, en general la abundancia de fitoplancton es mucho menor a través del año que en el Golfo de California. La zona costera en la porción norte recibe la descarga de las aguas del Río Mississippi, uno de los principales sistemas de ríos del planeta. A través del Canal de Yucatán se tiene la intrusión de la Corriente de Lazo que es muy variable en la porción norte y este del Golfo. Existe una surgencia subsuperficial que abarca toda la plataforma de Yucatán y que proporciona a esta región la riqueza necesaria para que constituya una de las principales zonas de

captura de distintas especies comerciales de atunes del Atlántico (Merino Ibarra, 1992).

Los ciclos anuales de temperatura superficial del mar (T_s) y de Chl están desfasados en el Golfo, mientras que las fases de Chl y de la profundidad de la capa de mezcla son similares (Müller-Karger *et al.*, 1991). Los datos de temperatura superficial del mar del Golfo acumulados en el período 1946-1998 (datos COADS y CAC archivados en NASA-GSFC) sugieren que la variación interanual es pequeña. Los valores de T_s en las partes oriental y occidental del Golfo cambian en sincronía, pero la amplitud es mayor en el occidente. Entre julio y septiembre ambas partes tienen T_s similares (hasta >30 °C), pero en invierno (diciembre - abril) la parte oriental tiene hasta 4 °C más que la occidental (>26 °C comparado con >22 °C). Las imágenes del Coastal Zone Color Scanner (CZCS, sensor de color del océano que voló a bordo del satélite Nimbus-7 y que generó datos en 1978–1986) muestran que la variación estacional de Chl es sincrónica en todo el Golfo, con los valores más altos de diciembre a febrero (>0.18 mg m⁻³) y los valores más bajos de mayo a julio (~ 0.06 mg m⁻³) (Müller-Karger *et al.*, 1991).

Las áreas costeras afectadas por ríos pequeños y estuarios presentan valores elevados de P. Los sistemas estuarinos pueden causar un impacto en las regiones costeras adyacentes a través de la exportación de nutrientes y/o biomasa de fitoplancton. Imágenes del CZCS evidencian la presencia de estas lenguetas asociadas con los ríos (Lohrenz *et al.*, 1999). La producción primaria en la

desembocadura del Río Mississippi ha sido intensamente estudiada, con valores promedio máximos en la zona del delta de hasta $5.0 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ y mínimos de $0.68 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Thomas y Simmons, 1960; Lohrenz *et al.*, 1990; Sánchez, 1992; Redalje *et al.*, 1994). La variabilidad temporal sugiere que P guarda una relación con las descargas del río. Las altas tasas de P en esta región se deben a la gran cantidad de nutrientes que son descargados por los ríos Misissippi y Atchafalaya (Riley, 1937; Thomas y Simmons, 1960; Sklar y Turner, 1981; Lohrenz *et al.*, 1990). Las lenguetas de agua del Mississippi pueden verse alteradas por la Corriente de Lazo y ser acarreadas hacia el este del Golfo, hasta la parte frente al suroeste de Florida (Müller-Karger *et al.*, 1991). Tal mecanismo es la única explicación de las bajas salinidades que en ocasiones se observan frente a la costa este del Golfo (Atkinson y Wallace, 1975; Atkinson y Tester, 1993; Lee *et al.*, 1993; Walker *et al.*, 1994). Sin embargo, la mayoría del flujo del Mississippi es de su desembocadura hacia el oeste, siguiendo la costa de Luisiana y Texas hasta la frontera México-USA (Müller-Karger *et al.*, 1991).

La ocurrencia de huracanes produce un incremento substancial en el aporte de nutrientes hacia la superficie, lo que causa un incremento de la biomasa de fitoplancton y en consecuencia de la P. Sin embargo, Franceschini y El-Sayed (1968) analizaron el efecto de los huracanes sobre P y concluyeron que dada la naturaleza poco frecuente y la extensión espacial tan restringida de estos, el impacto es muy pequeño en las escalas grandes de tiempo y espacio.

Biggs (1992) analizó la variabilidad de P en un remolino anticiclónico y encontró que P varió incrementándose de $0.24 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ en el centro a $0.39 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ en la periferia. Desafortunadamente estos autores no reportaron los intervalos de variación a un cierto nivel de confianza. Rowe (1990) (citado por Biggs, 1992) reportó productividades de $0.25 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ en el centro de un giro ciclónico, la cual no fue significativamente diferente a la del centro del giro anticiclónico. Sánchez (1992) reportó que en el centro de un remolino anticiclónico P fue $0.15 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, mientras que en la periferia fue $0.10 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Se requiere mayor número de determinaciones *in situ* de P para dilucidar el posible efecto de los remolinos.

Merino Ibarra (1992) analizó la estructura y fertilización del afloramiento de Yucatán y concluyó que la distribución vertical de Chl está caracterizada por un máximo en la termoclina, que separa las dos capas presentes en la plataforma. Hacia la parte occidental, el máximo se desplaza hacia abajo de la termoclina siguiendo parcialmente la nitratoclina. Este autor propuso que el giro ubicado frente a Cabo Catoche funciona como un mecanismo de "resembrado" de agua acondicionada y de fitoplancton aclimatado a las condiciones de las aguas recientemente afloradas al oeste del cabo, dando al sistema una mayor eficiencia productiva. En esta zona se presentan los valores mayores de producción nueva, superiores a $1 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. A pesar de que las mediciones de clorofila derivadas de imágenes de satélite muestran que la región del Banco de Campeche, la plataforma del norte del Golfo y la porción frente al sur de Florida son zonas de

alta biomasa fitoplanctónica (Bogdanov *et al.*, 1968; Cochrane, 1962; Merino Ibarra, 1992; Müller-Karger, 1991), las mediciones de producción primaria y de los parámetros bio-ópticos son aún muy escasas como para corroborar la información proporcionada por los sensores remotos.

Hobson y Lorenzen (1972) reportaron la presencia de un máximo subsuperficial de Chl en la parte oceánica del Golfo, asociado con la picnoclina (que coincide con la nutriclina). Sin embargo, la profundidad de este máximo es variable y refleja la naturaleza del transporte de nutrientes, el cual es función de la intensidad de mezcla. Walsh *et al.* (1989) y Müller-Karger *et al.* (1991) infirieron que en un ciclo anual la profundidad de la capa de mezcla varía de acuerdo al régimen de viento. El patrón temporal está caracterizado por concentraciones mayores de pigmentos en los meses de invierno que al final de primavera y en verano. Este patrón es opuesto al observado en las aguas costeras en las proximidades del Mississippi. La Corriente de Lazo es responsable también de suprimir la productividad en regiones de hundimiento en la porción central del Golfo, donde existe una circulación anticiclónica. Este patrón es consistente con las distribuciones observadas de clorofila y producción primaria en otros sistemas de grandes corrientes (Lohrenz *et al.*, 1988, 1993).

II. 3. Metodología.

Se utilizaron datos generados en cruceros oceanográficos al Golfo de California de 1973 a 1993. Algunos de estos cruceros fueron realizados por el

CICESE, otros en conjunto por la Institución Scripps de Oceanografía y la Universidad Autónoma de Baja California, y otros en conjunto por la Naval de Estados Unidos y el CICESE. Los datos correspondientes al Golfo de México forman parte de una base de datos del Centro Nacional de Datos Oceanográficos (NODC) de los Estados Unidos, e incluyen información de cruceros llevados a cabo por la Universidad de Texas A&M en la porción norte y central del golfo y otro conjunto de datos obtenidos del proyecto de Investigación "Prospección Hidrológica del Caribe Mexicano" desarrollado por el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM. A partir de esta base de datos se obtuvieron los perfiles de temperatura, concentración de nitratos (NO_3) y Chl, desde la superficie hasta 150 m de profundidad, en los casos en que la profundidad de la estación así lo permitió, o hasta la muestra más profunda. En estos cruceros la concentración de clorofila fue determinada por el método fluorimétrico (Holm-Hansen *et al.*, 1965). La concentración de nitrato se determinó espectrofotométricamente siguiendo el método de Strickland y Parsons (1972). Para el propósito de la caracterización de los parámetros de la distribución vertical de clorofila, se eliminaron todos aquellos perfiles que tenían más de un máximo profundo de Chl y también los que tenían menos de cuatro muestras (13% de los del Golfo de California, la mayoría de ellos en la parte sur del mismo y 8 % en el Golfo de México). Al resto de los perfiles de clorofila (268 del Golfo de California y 328 del Golfo de México) se les ajustó la ecuación Gaussiana (Fig. 3d) propuesta por Platt *et al.* (1988):

$$Chl_{(z)} = Chl_o + \frac{h}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{1}{2} \frac{(Z - Z_m)^2}{\sigma^2}\right] \quad (1)$$

donde: $Chl_{(z)}$ es la concentración de clorofila (mg m^{-3}) a la profundidad Z (m), Chl_o es la concentración de clorofila en la línea base (mg m^{-3}), Z_m es la profundidad del máximo de clorofila (m), h es la clorofila integrada por debajo de la curva Gaussiana y por encima de la línea base (mg m^{-2}), y σ define el espesor de la capa del máximo profundo de clorofila (m).

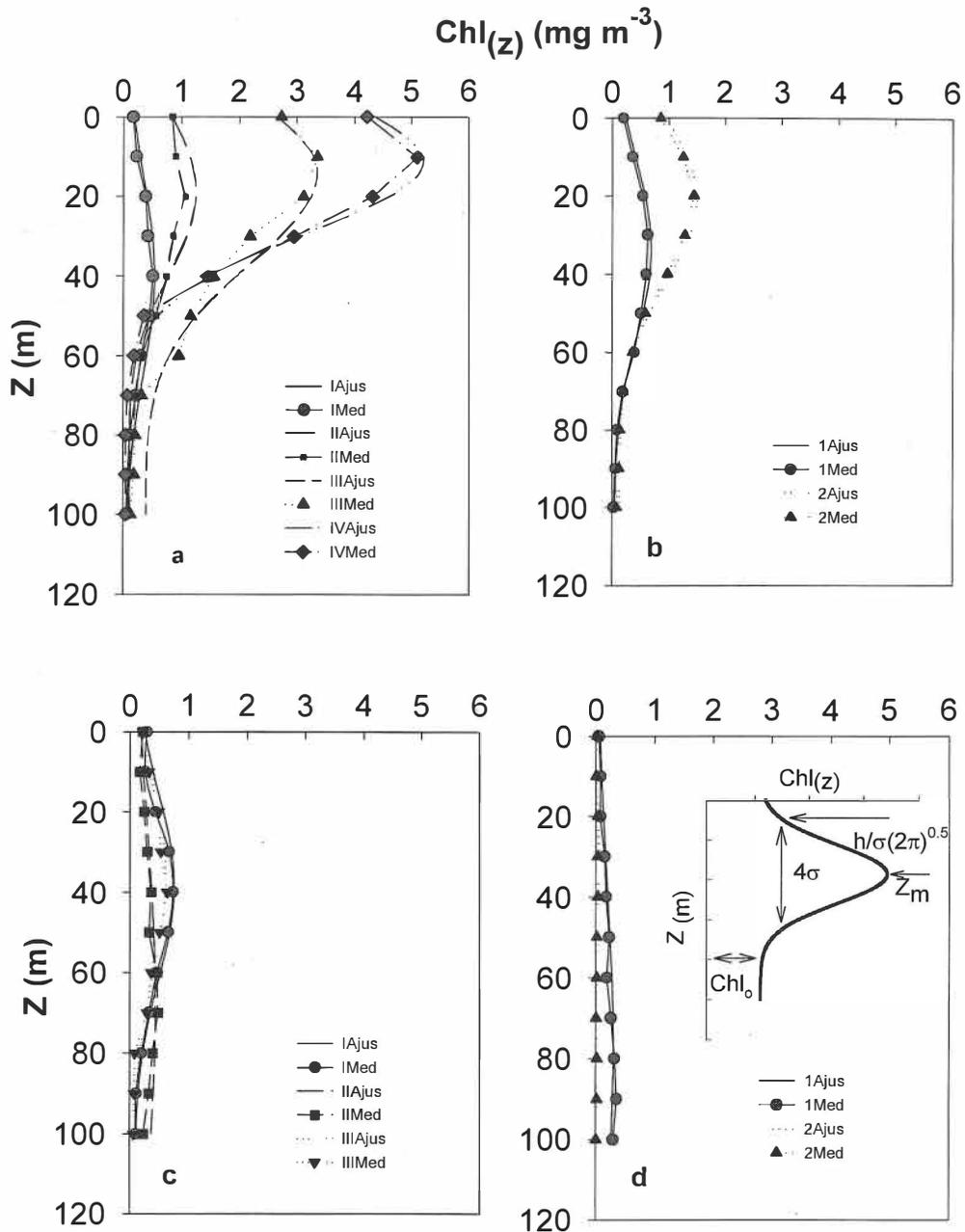


Figura 3.- Ejemplos de perfiles de concentración de clorofila a en: a y b Golfo de California (GC) y c y d Golfo de México (GM) con los datos originales (línea continua) y la curva Gaussiana representativa (línea discontinua); los paneles de la izquierda corresponden a la época fría y los de la derecha a la caliente.

La profundidad de la capa de mezcla (PCM) se determinó de los perfiles de temperatura siguiendo el criterio de Martínez Sepúlveda (1994), bajo el cual la PCM corresponde a z del dato más profundo en el perfil de temperatura que no varía significativamente ($<0.07 \text{ }^\circ\text{C m}^{-1}$). Se ignora cualquier estructura en los primeros 10 m de profundidad (LaFond, 1954), a menos que bajo 10 m no se visualice ninguna capa mezclada, en cuyo caso la PCM adquiere el valor que le corresponde entre el primero y 10 m. Si la columna de agua es de densidad homogénea y el gradiente de temperatura es $\leq 0.07 \text{ }^\circ\text{C m}^{-1}$, se considera la PCM hasta un cambio de temperatura de $1 \text{ }^\circ\text{C}$ con respecto a la de 10 m. La termoclina estacional es considerada como la porción de la columna de agua donde existe un cambio de temperatura $\geq 0.07 \text{ }^\circ\text{C m}^{-1}$.

El parámetro de estratificación de Simpson y Hunter (1974):

$$\phi_s = \left(\frac{1}{k}\right) \sum_k^0 (\rho_p - \rho_z) g \cdot z \Delta z.,$$

es otro parámetro físico que se utilizó como posible predictor de los parámetros del perfil vertical de clorofila, donde ϕ_s es el trabajo promedio requerido para transportar un metro cúbico de agua hasta la superficie (J m^{-3}) (es cero para una columna de agua bien mezclada y aumenta con la estratificación), k es la profundidad de integración ($k = 100 \text{ m}$), ρ_p es la densidad promedio del agua en el

intervalo 0-100 m, ρ_z es la densidad a la profundidad z , g es la aceleración de la gravedad, y z es la coordenada vertical (positiva hacia arriba).

Se hizo un análisis de conglomerados con los datos de temperatura superficial (T_s) del Golfo de California y se definió la época fría como el período del final de noviembre al final de junio, y el resto del año se considera como la época caliente. Sin embargo, para ser consistentes con las condiciones de “invierno” y “verano” previamente definidas por otros autores, con noviembre y junio como períodos de transición, y reconociendo que existe variación interanual, se siguió el criterio de Valdez-Holguín *et al.* (1999) de considerar las temperaturas medias superficiales <24 °C como indicadores de la época fría. Las temperaturas superficiales <24 °C indican que existe mezcla fuerte o el inicio de un evento de surgencia frente a la costa este.

Se tabularon los cuatro parámetros Gaussianos, T_s , la concentración superficial de clorofila (Chl_s), la concentración de clorofila en el máximo (Chl_m), ϕ_s , y PCM, para las estaciones hidrográficas del Golfo de California, separadas en las dos épocas del año (Fig. 4). Se llevó a cabo un análisis de conglomerados con los datos de la época fría de T_s , Chl_s , Chl_m , y Z_m que los agrupó en cuatro regiones diferentes (regiones I, II, III y IV, figura 5a). El área al norte de ~ 31.5 °N (Alto Golfo de California) es muy somera (<30 m) y bien mezclada por las corrientes de marea (Alvarez-Borrego, 2000). Los datos de la estación caliente son menos abundantes y muestran una menor estructura horizontal en el Golfo de California.

Figura 4.- Localidad de las estaciones hidrográficas del Golfo de California: a) época fría y b) época caliente. Algunas estaciones hidrográficas se traslapan. Los primeros dos dígitos de los números al lado de los símbolos son el año, los otros dos dígitos son el mes.

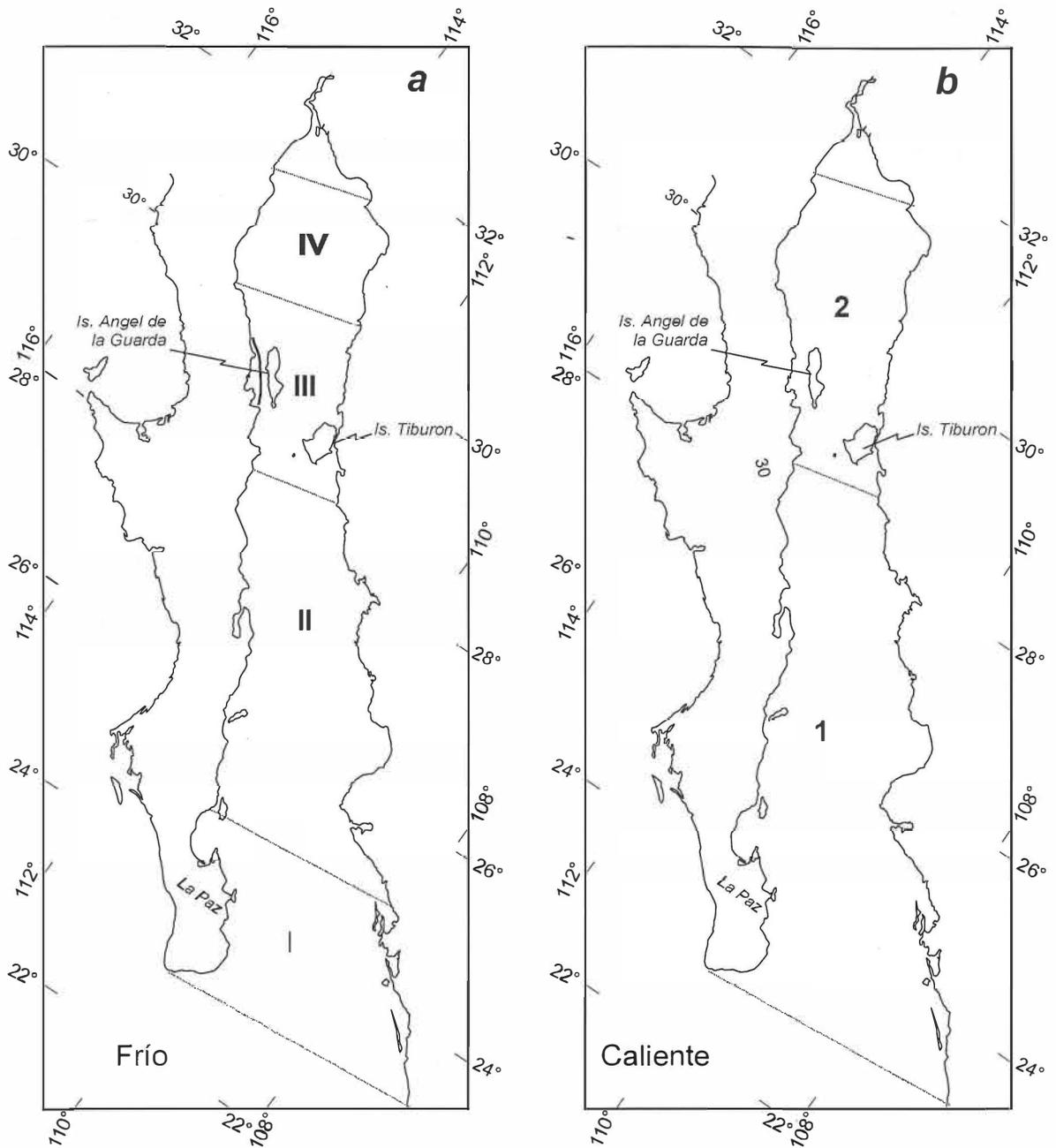


Figura 5.- Regiones del Golfo de California: a) para la época fría y b) para la época caliente.

El análisis de conglomerados únicamente reconoció dos regiones en la estación caliente (1 y 2, Fig. 5b). La tabla I muestra la distribución geográfica y temporal de las 268 estaciones hidrográficas del Golfo de California. Se hizo un análisis de regresión lineal para generar modelos de Z_m , h , Chl_o y σ como funciones de Chl_s , T_s , ϕ_s y/o PCM, para cada región del Golfo de California y época del año. En el Golfo de México, la cobertura de las estaciones hidrográficas con información disponible sobre la distribución vertical de Chl está muy sesgada hacia la parte occidental, con pocas estaciones en la parte oriental (Fig. 6). Debido a que en el Golfo de México los intervalos de variación de las propiedades del agua son mucho más pequeños que en el Golfo de California, se siguió una estrategia diferente para la división en regiones y épocas. Primero se realizó un análisis de conglomerados con los datos de T_s , Chl_s , Chl_m , y Z_m que definió de una manera muy clara tres regiones en el Golfo de México: una que en lo subsecuente llamaremos "oceánica" y que comprende la porción central y oeste del Golfo de México; otra costera que abarca una franja en la parte norte (plataforma de Texas y Luisiana) hasta la isobata de 200 m y que denominaremos "Mississippi"; y otra que abarca la franja costera al sur de la isobata de 200 m y que comprende la plataforma de Yucatán, a la cual denominaremos "Yucatán". Debido a lo pequeño del intervalo de variación de la T_s , Chl_s y Chl_m en el Golfo de México, si se hace el análisis de conglomerados solamente con Z_m la división en regiones resulta igual.

Tabla I.- Número de perfiles de clorofila utilizados por año, mes y época del año para cada una de las regiones del Golfo de California.

	I	II	III	IV	1	2	Total
Año							
1973	0	3	25	52	0	0	80
1981	1	0	7	3	0	0	11
1983	5	15	4	0	3	2	29
1984	10	48	14	0	0	0	72
1985	0	17	2	0	9	14	42
1986	0	1	4	3	0	0	8
1990	0	0	0	0	6	13	19
1993	2	2	1	2	0	0	7
Mes							
Ene	0	0	0	0	0	0	0
Feb	0	0	14	0	0	0	14
Mar	5	34	28	54	0	0	121
Abr	12	26	0	0	0	0	38
May	0	0	0	0	0	0	0
Jun	0	0	0	0	0	0	0
Jul	0	0	0	0	6	13	19
Aug	0	0	0	0	0	0	0
Sept	0	0	0	0	0	0	0
Oct	0	0	2	0	4	13	19
Nov	0	16	13	0	8	3	40
Dic	1	10	0	6	0	0	17
Epoca							
Fría	18	86	56	60	0	0	220
Caliente	0	0	0	0	18	30	48
Total	18	86	56	60	18	30	268

Luego, a partir de los datos de T_s , Chl_s , Chl_m y Z_m se realizaron pruebas no paramétricas de Wilcoxon para probar diferencias entre las estaciones del año para cada región (primavera, verano, otoño e invierno). La región Mississippi se comporta de manera similar a lo largo del año, sin diferencias entre las estaciones, lo cual es debido a la influencia prácticamente constante que a lo largo de todo el año tiene el Río Mississippi sobre la plataforma de Texas y Luisiana. Como esta influencia consiste principalmente en el aporte de nutrientes, en lo que sigue se considerará al año entero como época fría para la región Mississippi. La región oceánica por su parte no presenta diferencia significativa entre invierno y primavera por lo que se considerará a estas dos estaciones como una sola época "fría", mientras que el verano y el otoño son la época "caliente". Por otra parte, cerca de la costa de la península de Yucatán, la época "fría" abarca la primavera y el verano (por las surgencias), mientras que la época "caliente" comprende otoño e invierno. En lo que sigue se simbolizará a las tres regiones de la época fría del Golfo de México como sigue: Yucatán es I, oceánica es II y Mississippi es III. Y las dos regiones de la época caliente como sigue: Yucatán es 1 y oceánica es 2 (Fig. 7). La tabla II muestra la distribución geográfica y temporal de las 328 estaciones hidrográficas del Golfo de México. De una manera similar al caso del Golfo de California, se hizo análisis de regresión para generar modelos de Z_m , h , Chl_o y σ como funciones de Chl_s , T_s , ϕ_s y/o PCM, para cada región del Golfo de México y época del año.

Figura 6.- Localidad de las estaciones hidrográficas del Golfo de México. Algunas estaciones hidrográficas de hidrográficas se traslapan. Los primeros dos dígitos de los números al lado de los símbolos son el año, los otros dos dígitos son el mes.

Tabla II.- Número de perfiles de clorofila utilizados por año, mes y estación para cada una de las regiones del Golfo de México.

	I	II	III	1	2	Total
Año						
1980	-	21	-	-	5	26
1981	-	5	-	-	-	5
1982	-	6	-	-	-	6
1984	14	-	-	-	-	14
1985	49	-	-	84	-	133
1986	-	-	-	13	-	13
1987	-	32	-	-	3	35
1988	-	25	2	-	-	27
1989	-	10	3	-	-	13
1990	-	-	-	-	7	7
1991	-	12	7	-	4	23
1992	-	5	20	-	12	37
1994	-	-	-	-	10	10
1995	-	-	-	-	6	6
Mes						
Ene	-	-	-	13	-	13
Feb	-	-	-	-	-	-
Mar	-	30	6	-	-	36
Abr	49	12	-	-	-	61
May	-	-	3	-	1	4
Jun	-	-	7	-	10	17
Jul	14	-	-	-	14	28
Ago	-	-	-	-	-	-
Sept	-	-	-	-	10	10
Oct	-	14	14	84	12	124
Nov	-	50	2	-	-	52
Dic	-	10	-	-	-	10
Estación						
Fría	63	116	32	-	-	211
Caliente	-	-	-	97	47	144
Total	63	116	32	97	47	355

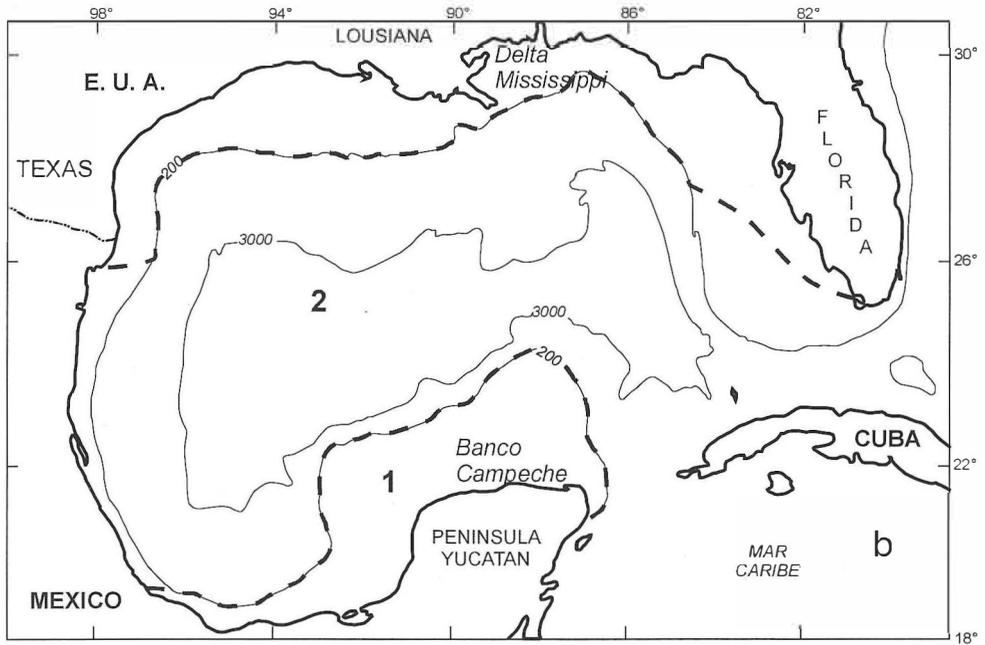
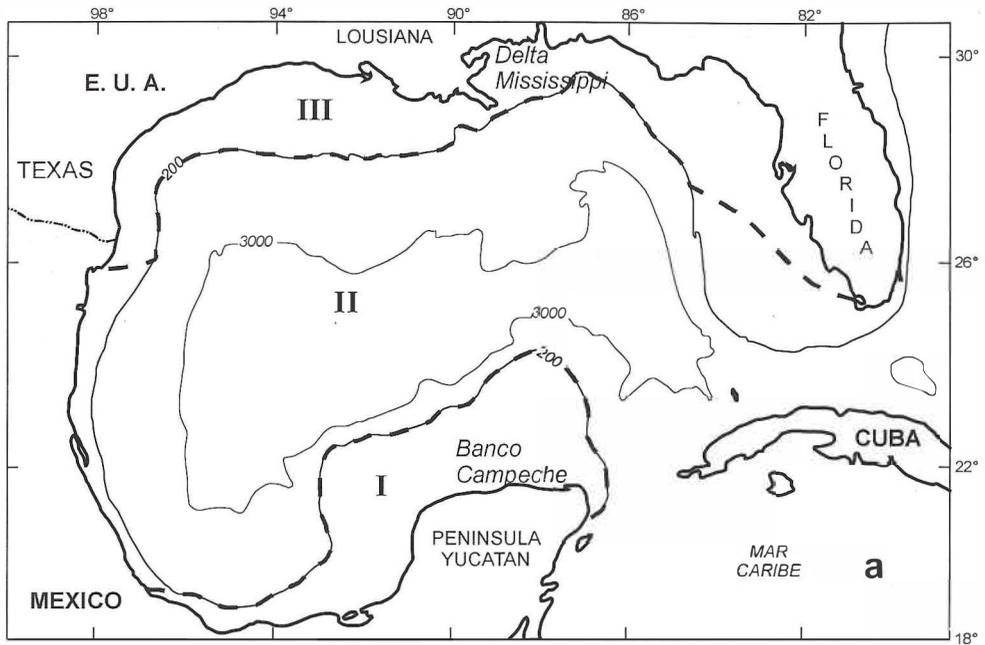


Figura 7.- Regiones del Golfo de México: a) para la época fría y b) para la época caliente.

Para ambos golfos, en los casos en que Chl es menor que 1.5 mg m^{-3} , la producción primaria (P) se calculó a partir del modelo de Platt *et al.* (1988) con la modificación sugerida por Giles-Guzmán y Alvarez-Borrego (2000) para aguas caso I. Esta modificación corrige la pendiente inicial (α^*) de la relación fotosíntesis-irradiancia (curva P-E) por la forma de la distribución espectral de la PAR escalar *in situ* y por el efecto de paquete. El coeficiente específico de absorción del fitoplancton ponderado por la distribución espectral *in situ* de la PAR ($\text{m}^2 \text{ mgChl}^{-1}$) se calculó de acuerdo a Giles-Guzmán y Alvarez-Borrego (2000):

$$\bar{a}_{\text{ph(L, Chl)}}^* = 0.0152 - 0.0022\text{Chl} + (0.0137 - 0.0074\text{Chl})[1 - \exp(-n_3L)],$$

donde n_3 es:

$$n_3 = 0.0648 + 0.0466\text{Chl} - 18.09(10^{-4})L - 38.4(10^{-5})\text{Chl}L - 84.6(10^{-3})\text{Chl}^2 + 30.33(10^{-6})L^2 + 15.01(10^{-4})\text{Chl}^2L + 18.16(10^{-6})\text{Chl}L^2 + 77.2(10^{-3})\text{Chl}^3 - 18.4(10^{-8})L^3.$$

La variable L es la longitud promedio de la trayectoria de la luz submarina y es igual a la profundidad dividida por el coseno promedio de la irradiancia descendente ($L = z / \bar{\mu}_d$). Para asignarle valor a $\bar{\mu}_d$ se siguió la sugerencia de Zaneveld *et al.* (1997) de tomar el valor asintótico constante $\bar{\mu}_d = 0.72$.

La PAR superficial (PAR_0) de mediodía se obtuvo a partir de un programa de la Universidad de Halifax, Nueva Escocia, Canadá, disponible en Internet en <http://www.amigo.bio.dfo.ca>. Dicho programa utiliza como variables de entrada la latitud, longitud y día juliano. Para cada una de las regiones se determinó un punto geográfico medio representativo, y luego se obtuvo PAR para cada día juliano de cada época, y finalmente se calculó el promedio de PAR para cada región y época. Esta es la PAR promedio para mediodía incidente en la superficie del mar. Siguiendo la sugerencia de Morel y Maritorena (2001) se multiplicó este valor por 0.965 para obtener la PAR inmediatamente por debajo de la superficie. Mediante una función coseno, simétrica alrededor de mediodía, se obtuvieron los valores de PAR para cada hora del día. Luego se obtuvo una PAR promedio para todo el día que fue utilizada para el cálculo de P. Esta P multiplicada por el número de horas del día promedio para la época y región es la P integrada para todo el día. Esta P se comparó con la suma de las calculadas para cada hora con su correspondiente PAR y la diferencia fue ~3%, por lo que se procedió a hacer los cálculos de P con la PAR promedio para el día.

Para aguas caso I, $PAR_{(z)}$ se calculó siguiendo el método propuesto por Giles-Guzmán y Alvarez-Borrego (2000). Para aguas caso II, con valores de $Chl > 1.5 \text{ mg m}^{-3}$, $PAR_{(z)}$ se calculó con una K_{PAR} promedio para la columna eufótica estimada con el modelo de regresión de Cervantes-Duarte *et al.* (2000) para aguas con alta clorofila ($Z_{PAR1\%} = 14.3 + 2.3/K_{490}$). Estos autores desarrollaron modelos empíricos para estimar la profundidad de la zona eufótica

($Z_{PAR1\%}$) en función de K_{490} para diferentes tipos de agua (con baja y alta concentración de clorofila). Los diferentes modelos estiman valores muy cercanos de $Z_{PAR1\%}$ para un mismo valor de K_{490} (las diferencias son del orden de decímetros) debido a que, en este caso, $Z_{PAR1\%}$ sólo cambia con la forma del espectro de PAR submarina. Un tipo de producto del SeaWiFS son las imágenes con información sobre K_{490} . Cuando se tiene aguas caso II, con estos datos y la ecuación de Cervantes-Duarte *et al.* (2000) se puede calcular la $Z_{PAR1\%}$ promedio para cada región y época del año. Con la profundidad de la zona eufótica y la ley de Lambert-Beer se calculó una K_{PAR} promedio: $K_{PAR} = 4.6/Z_{PAR1\%}$, con la que a su vez se estimó $PAR_{(z)}$, como una primera aproximación a la realidad.

Los valores de los parámetros fotosintéticos utilizados para el Golfo de California son los sugeridos por Valdéz-Holguín *et al.* (1999) para todo el Golfo y para cada época. Como una primera aproximación a la realidad, los valores de los parámetros fotosintéticos utilizados para el Golfo de México son los de Malone (1971). No hay datos disponibles de los parámetros fotosintéticos del fitoplancton del Golfo de México. Malone (1971) generó razones de asimilación del fitoplancton superficial ($z = 2$ m) del Caribe y aguas del Atlántico cercanas a Cuba con muestras tomadas en mayo. Sus razones de asimilación fueron estimadas mediante incubaciones bajo luz fluorescente con 0.06 langley min^{-1} , que corresponden a cerca de 210 $\mu\text{moles cuanta m}^{-2} \text{s}^{-1}$, por lo que pudieron haberse generado por debajo del valor de saturación de luz y ser menores a los valores de

P_m^* . Malone (1971) generó razones de asimilación para microfitoplancton ($>20 \mu\text{m}$) y nanofitoplancton ($<20 \mu\text{m}$) separadamente, con valores ligeramente mayores para el último. La productividad del microfitoplancton fue entre 2 y 16% de la del nanofitoplancton, por lo que éste último tuvo una aportación mucho más importante que la del primero. La media de las razones de asimilación del nanofitoplancton fue $6.3 \text{ mgC mgChl}^{-1} \text{ h}^{-1}$, con un intervalo al 95% de nivel de confianza de 6.3 ± 2 , por lo que el intervalo de valores aceptables es 4.3 a 8.3. Por lo anterior, y debido a que las medias de $T \text{ }^\circ\text{C}$ superficial cambian relativamente poco de región a región y con las épocas del año, se escogió como valor representativo del número de asimilación de las aguas superficiales de todo el Golfo de México, y de todo el año, un $P_m^* = 7 \text{ mgC mgChl}^{-1} \text{ h}^{-1}$, para compensar por la no-saturación de luz de las incubaciones de Malone (1971). Suponiendo una variación vertical de P_m^* en el Golfo de México similar a la reportada para las aguas oligotróficas de verano del sur del Golfo de California, el valor de P_m^* utilizado en este trabajo para la mitad de la zona eufótica es $2.8 \text{ mgC mgChl}^{-1} \text{ h}^{-1}$, y para el fondo de la zona eufótica es 0.8, con variaciones lineales entre la superficie y la mitad de la zona eufótica y entre ésta última y el fondo de la zona eufótica. Suponiendo un valor promedio del parámetro de saturación para el fitoplancton superficial del Golfo de México, para todo el año, igual al de verano para el Golfo de California ($E_k = P_m^*/\alpha^* = 285 \mu\text{moles cuanta m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, Valdez-Holguín *et al.*, 1999), el valor superficial de la pendiente inicial para el Golfo de

México es $\alpha^* = 0.025 \text{ mgC mgChl}^{-1} \text{ h}^{-1} (\mu\text{mol cuanta m}^{-2} \text{ s}^{-1})^{-1}$. Y de nuevo, suponiendo una variación vertical de α^* en el Golfo de México similar a la de verano del Golfo de California, se utilizó una variación lineal entre el valor superficial y 0.002 en el fondo de la zona eufótica. Esto implica un valor promedio de $\phi_{\text{max}} = 0.027 \text{ moles C (mol cuanta)}^{-1}$ para el fitoplancton de toda la columna eufótica del Golfo de México.

La corrección de la pendiente inicial de la curva P-E para aguas caso I por la forma de la distribución espectral de $\text{PAR}_{(z)}$ hace que α^* tenga una tendencia a aumentar con la profundidad (Giles-Guzmán y Alvarez-Borrego, 2000), aunque esto es más que compensado por la disminución debida al acondicionamiento a niveles menores de $\text{PAR}_{(z)}$. En aguas caso II, con excepción de un ligero aumento en los primeros metros por la atenuación rápida de la luz roja, α^* tiende a mantener el mismo valor que corresponde a la distribución de PAR en superficie. Esto se debe a que la absorción no sólo de luz roja sino también de luz de onda corta es rápida en estas aguas, por la abundancia de pigmentos, gilvin y detritus. De hecho, con valores muy elevados de Chl (v.g.: $\text{Chl} = 18 \text{ mg m}^{-3}$) α^* tiende a disminuir con la profundidad (Morel, 1978). Por lo anterior, y ya que los valores más elevados de las medias de Chl para una región y época dadas, que se presentan en el Golfo de California, son ligeramente $>4 \text{ mg m}^{-3}$, en este trabajo se utilizó el modelo de Platt *et al.*, (1988) para el cálculo de la producción primaria, sin hacer corrección de α^* por la distribución espectral de $\text{PAR}_{(z)}$ *in situ*. La corrección

de α^* por la distribución angular de $PAR_{(z)}$ no se requirió ya que no se utilizó PAR descendente sino escalar.

Valdéz-Holguín *et al.* (1999) reportaron la pendiente inicial como α_{inc}^* . Para el cálculo de $P_{(z)}$ de las aguas caso II, $\alpha_{in\ situ}^* = 1.2\alpha_{inc}^*$, y no cambia con la profundidad por efecto del cambio de la forma de la distribución espectral de $PAR_{(z)}$. Lo anterior es de acuerdo con la distribución espectral de la luz del incubador de Valdéz-Holguín *et al.* (1999) y las ecuaciones de Giles-Guzmán y Alvarez-Borrego (2000) para el coeficiente específico de absorción del fitoplancton promediado para toda la PAR, con $z = 0$.

Con el propósito de hacer un ejercicio de comparación de la producción integrada para la columna eufótica ($P_{int} \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) que resulta con los perfiles homogéneos de Chl y la que resulta tomando en cuenta el MPC, se utilizó un valor constante de la PAR incidente en la superficie ($PAR_0 = 1000 \mu\text{moles cuanta m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) y valores constantes de los parámetros fotosintéticos, para que las diferencias se debieran solamente a las formas de los perfiles de Chl.

Con el propósito de estimar la producción primaria nueva (P_{nueva}), se calculó primero el factor $f_{(z)}$ ($f_{(z)} = P_{nueva(z)}/P_{(z)}$) a partir de los perfiles promedio de NO_3 (Harrison *et al.*, 1987) de cada región y época en el Golfo de California y el Golfo de México. La ecuación empírica de Harrison *et al.* (1987) es:

$$f_{(z)} = f_{max}[1 - \exp(-mNO_3/f_{max})].$$

Desafortunadamente, no existen reportes disponibles para la relación entre $f_{(z)}$ y NO_3 para los golfos de California y México, por lo que fue necesario escoger de entre los casos reportados por Harrison *et al.* (1987) los correspondientes a áreas geográficas cercanas o similares a estos golfos. En el caso del Golfo de México se utilizaron dos opciones. Un caso que abarca las aguas costeras con una alta concentración de nitratos y con los valores $f_{\text{max}} = 0.86$, y $m = 5.84$, propuestos por Harrison *et al.* (1987) y que corresponden al Mid Atlantic Bight (por ser la región más cercana al Golfo); mientras que en la región oceánica se utilizaron los valores propuestos por Eppley y Smith (1989) para aguas oligotróficas: $f_{\text{max}} = 0.06$ y $m = 6.21$.

Para el caso del Golfo de California, para la época fría se escogió $f_{\text{max}} = 0.77$ y $m = 0.98$ que corresponden a la zona costera de Perú (Harrison, 1983, citado por Harrison *et al.*, 1987), por ser ambas zonas de surgencia costera. Para la época caliente se escogió $f_{\text{max}} = 0.64$ y $m = 12.1$ que corresponden al Southern California Bight (Eppley *et al.*, 1979, citado por Harrison *et al.*, 1987), por ser ambas zonas de surgencia costera con intrusiones oligotróficas de verano.

Para el propósito de generar las series de tiempo de P y P_{nueva} para el Golfo de California y el Golfo de México, la base de datos de satélite corresponden a información colectada por el sensor SeaWiFS de septiembre de 1997 a mayo de 2001 (Goddard Space Flight Center de la NASA). Trees *et al.* (2000) reportaron que hay una relación lineal fuerte entre el logaritmo de la clorofila a total (clorofila a , más el alómero de la clorofila a , más el epímero de la clorofila a y la clorofila d)

y el logaritmo de la concentración de los pigmentos accesorios, y que esto explica el éxito de los algoritmos para calcular Chl a partir de datos de satélite de color del océano, aún cuando las poblaciones de fitoplancton pueden variar en su composición pigmentaria. El algoritmo utilizado para las imágenes del SeaWiFS calcula Chl y no la concentración de “pigmentos” como era el caso del algoritmo del CZCS (McClain *et al.*, 1998). Para la generación de las composiciones de imágenes para cada época de cada Golfo, se utilizaron composiciones mensuales a escala global (tamaño de fotele de $9 \times 9 \text{ km}^2$). De cada composición se obtuvo la mediana y la media de Chl para cada región y época del año. Esto se hizo con la programática WIM (Windows Image Manager, desarrollado por M. Kahru, Institución Scripps de Oceanografía, La Jolla). En el caso particular de la región Mississippi del Golfo de México, y debido al gran aporte de gilvin y detritus por el río, los valores de Chl_{sat} sobrestiman la clorofila superficial. Como una primera aproximación de corrección por este efecto se obtuvo el promedio de los cuatro años de Chl_{sat} y se comparó con el promedio de Chl_s de los datos obtenidos directamente de cruceros (tabla VI) para calcular un factor de calibración. Este factor se aplicó a las medias de Chl_{sat} para cada año para mantener la variación interanual proporcionada por los datos de satélite.

III. RESULTADOS

III.1. Perfiles de Clorofila y la estructura física de la columna de agua.

III.1.1. Golfo de California

Durante la estación fría, la media de T_s en general disminuyó de sur a norte, de 22.6 °C en la región I a 17.4 °C en la región IV (Fig. 8a). Las medias de las regiones III y IV no fueron significativamente diferentes al 95% de nivel de confianza (tabla III). Las más altas medias de T_s de la época "fría", de las cuatro regiones del Golfo de California, se registraron en 1983 (no ilustrado). Estas relativamente altas temperaturas medias se deben al bien conocido evento ENSO de ese año. En la estación caliente, la T_s promedio disminuyó poco (~ 1 °C) de la región 1 a la 2, de 27.4 a 26.3 °C (Fig. 8b).

Por otra parte, en la época fría la media de la concentración superficial de clorofila *a* (Chl_s) en general aumentó de 0.2 mg m⁻³ en la región I a 4.2 mg m⁻³ en la región IV (Fig. 8c). En la época caliente el incremento fue más ligero, de 0.4 mg m⁻³ en la región 1 a 0.8 mg m⁻³ en la región 2 (Fig. 8d). Los valores promedios de concentración de clorofila en el máximo profundo (Chl_m) variaron de una manera muy similar a los de Chl_s (Fig. 8c-f). Durante la época fría la Chl_m se incrementó de la región I a la IV (de 0.6 a 5.8 mg m⁻³) (Fig. 8e), mientras que en la caliente el incremento fue mucho más suave, de 1.0 en la región 1 a 1.4 en la región 2 (Fig. 8f).

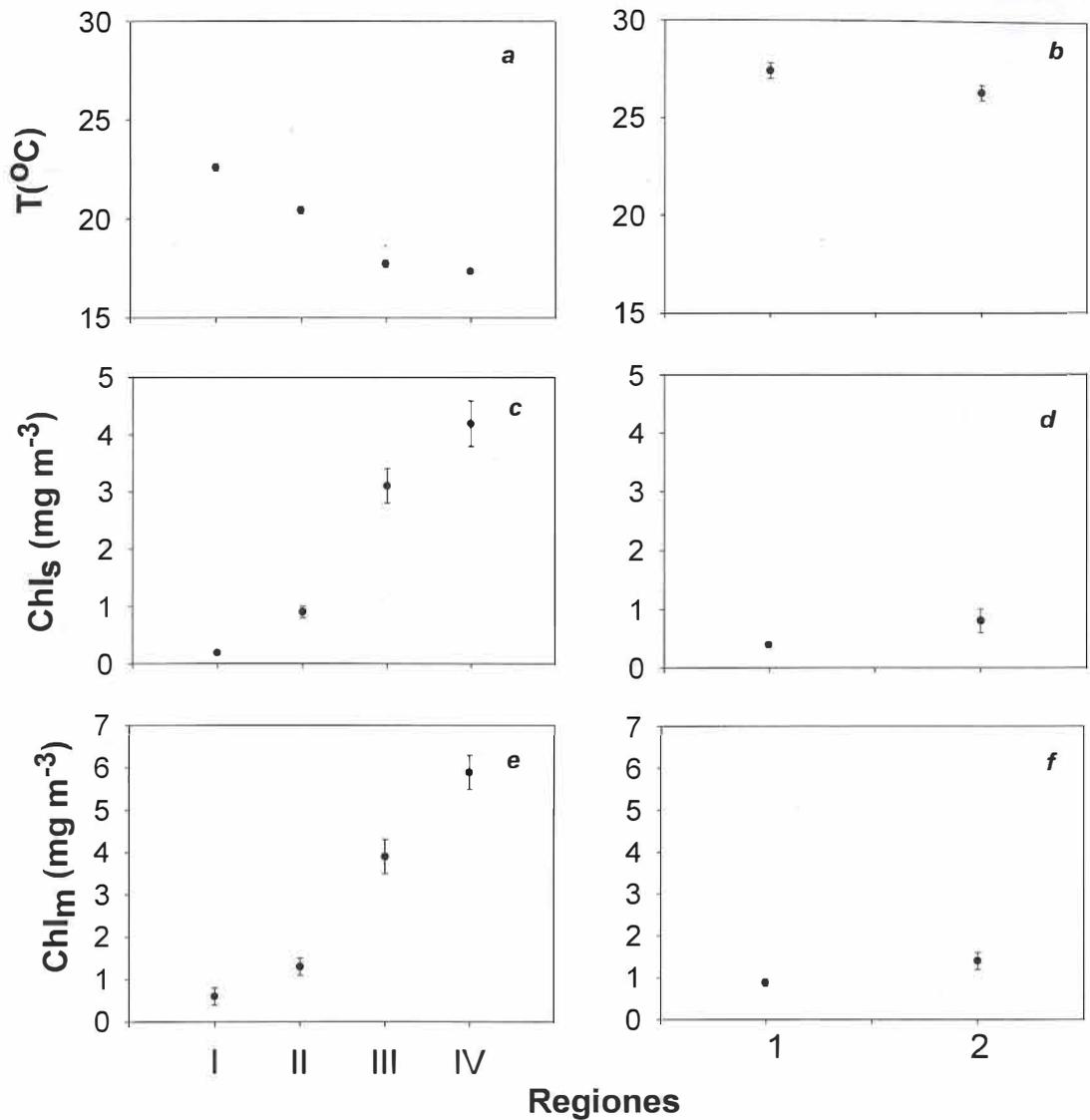


Figura 8.- Medias para cada región y época del año en el Golfo de California: a y b) temperatura superficial; c y d) concentración superficial de clorofila; y e y f) concentración de clorofila en el máximo profundo. Los paneles de la izquierda son para la época fría y los de la derecha son para la época caliente. Las barras simbolizan los errores estándares.

Tabla III.- Medias \pm los errores estándares de las propiedades del agua, los parámetros Gaussianos, la profundidad de la capa de mezcla y del índice de estratificación, por época y región del Golfode California.

Regiones	T_s	Chl_s	Chl_m	h	Chl_o	σ	Z_m	PCM	ϕ_s
I	22.6 (± 0.2)	0.2 (± 0.04)	0.6 (± 0.2)	30.2 (± 0.3)	0.07 (± 0.002)	25.2 (± 0.7)	36.6 (± 4.4)	27.1 (± 2.8)	52.8 (± 6.0)
II	20.5 (± 0.2)	0.9 (± 0.1)	1.3 (± 0.2)	85.4 (± 0.1)	0.1 (± 0.01)	14.6 (± 0.2)	18.7 (± 1.6)	32.2 (± 1.6)	21.6 (± 3.3)
III	17.8 (± 0.2)	3.1 (± 0.3)	3.9 (± 0.4)	227.4 (± 3.9)	0.4 (± 0.01)	34.4 (± 0.3)	14.1 (± 1.6)	45.9 (± 1.9)	14.6 (± 1.8)
IV	17.4 (± 0.1)	4.2 (± 0.4)	5.9 (± 0.4)	236.0 (± 1.0)	0.1 (± 0.03)	17.5 (± 0.2)	11.3 (± 1.0)	43.1 (± 1.5)	5.7 (± 0.5)
1	27.4 (± 0.4)	0.4 (± 0.05)	0.9 (± 0.1)	79.4 (± 5.5)	0.1 (± 0.02)	27.4 (± 1.2)	28.3 (± 2.5)	24.8 (± 1.1)	175.2 (± 2.1)
2	26.3 (± 0.4)	0.8 (± 0.2)	1.4 (± 0.2)	167.1 (± 12.4)	0.3 (± 0.03)	24.2 (± 1.9)	19.8 (± 3.2)	29.9 (± 1.6)	103.6 (± 3.1)

Durante ambas épocas la media de h se incrementó significativamente de sur a norte en el Golfo de California (Fig. 9a y b; tabla III). La media mínima de h fue 30 mg m^{-2} en la región I, y la más alta fue 236 mg m^{-2} en la región IV (Fig. 9a). Los valores del parámetro h son mayores que los de clorofila integrada para la zona eufótica porque los valores de h incluyen toda el área bajo la curva Gaussiana. En la época fría, Chl_o aumentó ligeramente de la región I a la II (0.07 a 0.11 mg m^{-3}), luego presentó un valor relativamente alto en la región III (0.40 mg m^{-3}), y disminuyó en la región IV a un valor similar al de la región II (0.14 mg m^{-3})

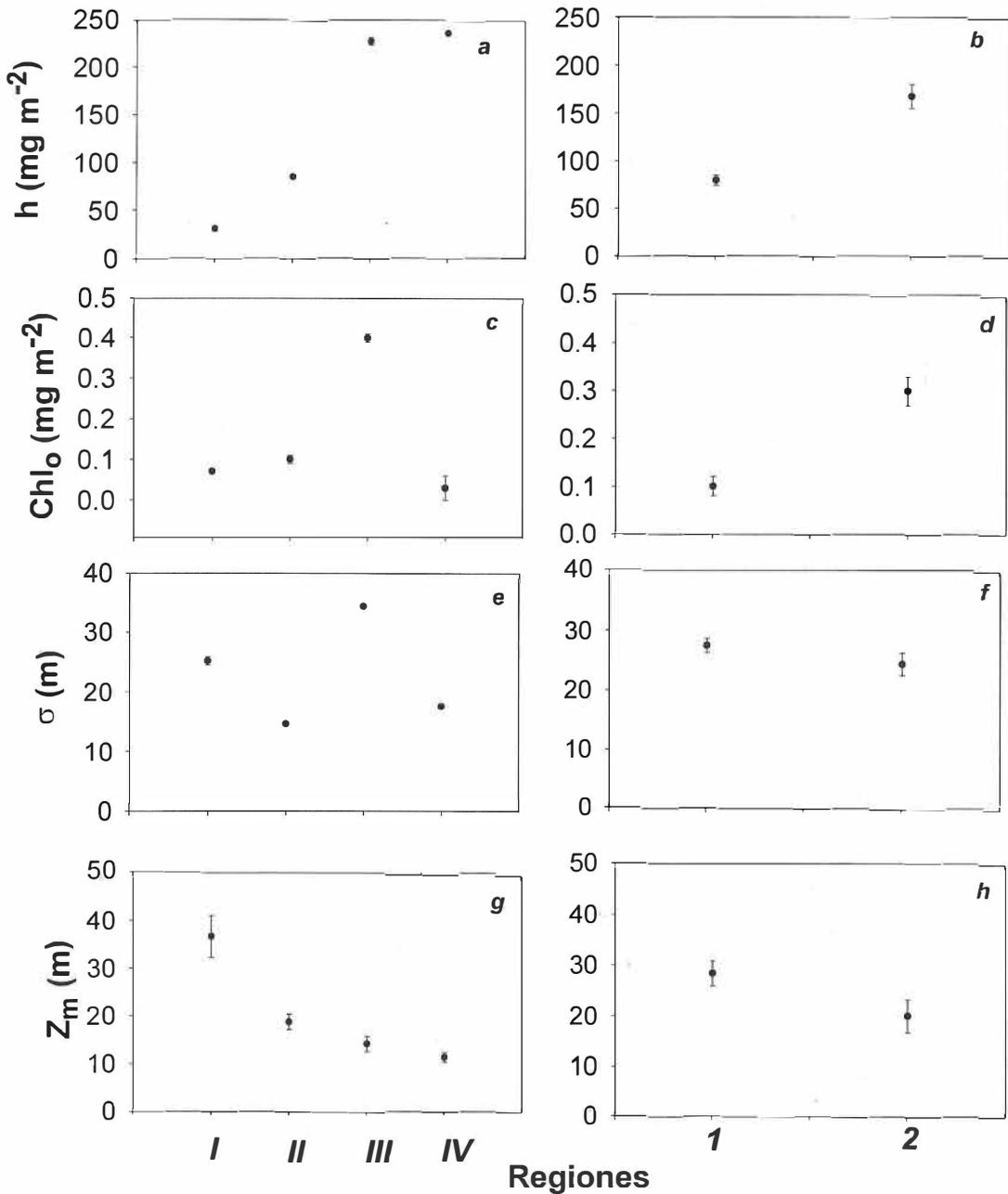


Figura 9.- Medias para cada región y época del año de los parámetros Gaussianos en el Golfo de California: a y b) h ; c y d) Z_m e y f) Chl_a y g y h) σ . Los paneles de la izquierda son para la época fría y los de la derecha la época caliente. Las barras simbolizan los errores estándares.

(Fig. 9c). En la época caliente Chl_o aumentó hacia el norte del golfo (Fig. 9d). La media de σ no tuvo un patrón monotónico de cambio geográfico durante la época fría, su intervalo de variación fue 14.6 – 34.4 m (tabla III). Durante la época caliente σ presentó valores similares a los de la región I, sin diferencias significativas entre las regiones 1 y 2 (Fig. 9e y f). Algunos pocos perfiles de Chl (~15%) presentaron un máximo en superficie ($Z_m = 0$) y ninguno fue de las regiones I y 1. La profundidad media del máximo profundo de clorofila (Z_m) mostró una clara tendencia a disminuir de sur a norte en la época fría (de 36.5 a 11.3 m), pero esta tendencia no fue tan fuerte durante la época caliente (28.3 a 19.8 m) (Fig. 9g y h).

Como era de esperarse, la media de la profundidad de la capa de mezcla (PCM) y la del parámetro de estratificación (ϕ_s) tuvieron un comportamiento opuesto (Fig. 10a-d). La media de la PCM en general se incrementó de sur a norte en el Golfo de California y fue mayor durante la época fría que durante la caliente. Sus valores para las regiones I y II no fueron significativamente diferentes, como tampoco lo fueron los de las regiones III y IV (Fig. 10a). La media de ϕ_s en general disminuyó de sur a norte, y fue mayor en la época caliente que en la fría. La media máxima de ϕ_s fue 175 J m^{-3} para la región 1 y la mínima fue 6 J m^{-3} para la región IV (Fig. 10c y d).

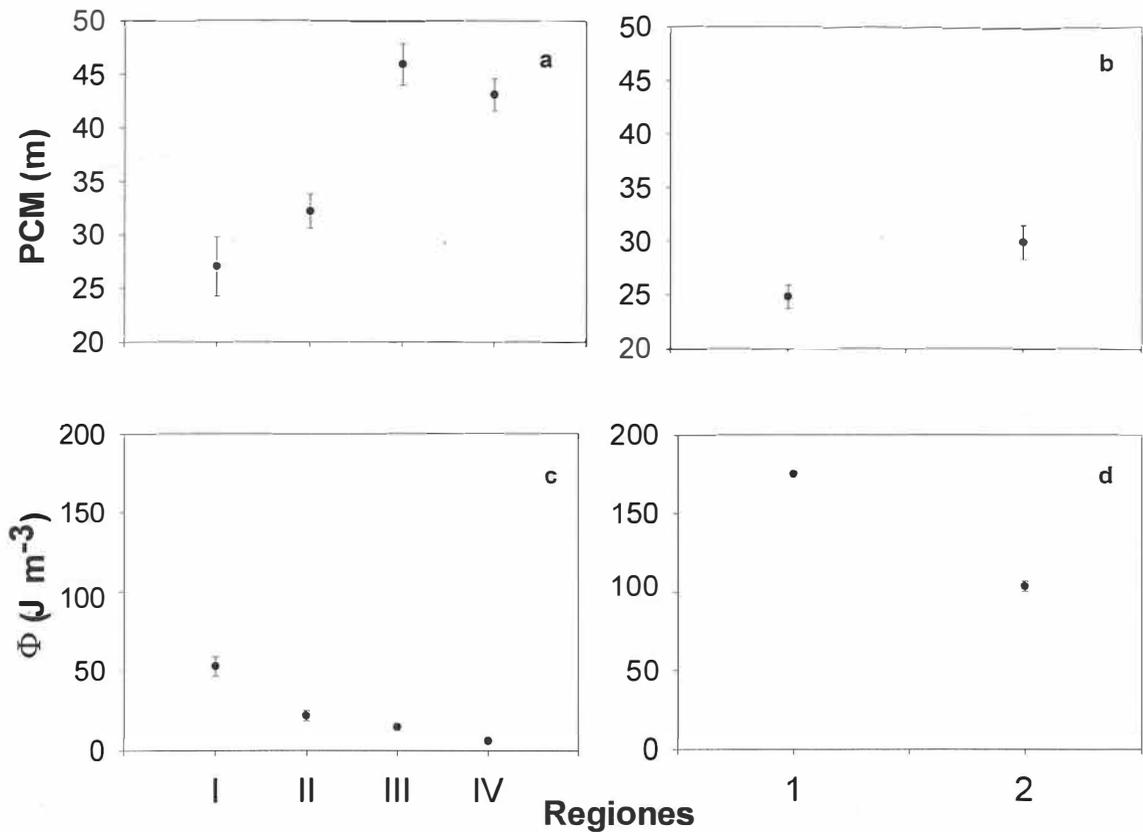


Figura 10.- Medias de la profundidad de la capa de mezcla y del índice de estratificación, para cada región y época del año en el Golfo California. Las barras simbolizan los errores estándares.

La variabilidad espacial de la PCM en el Golfo de California mostró tres regímenes distintos (Fig. 11). En la parte norte, durante la época fría se observó la presencia de un máximo (50-70 m) al norte de la Cuenca Delfín, mientras que en la época caliente no se observó un patrón muy claro y su valor máximo se mantuvo alrededor de los 30 m. La región III, que abarca la zona de las islas, no mostró un patrón espacial de PCM claramente definido. Sin embargo, en esta región en la época caliente los valores de PCM fueron significativamente mayores

a los obtenidos en la parte sur del golfo. En esta última región se observó una marcada diferencia entre ambas costas. En general, en la época fría la PCM tuvo valores mas elevados frente a la costa de Sonora y Sinaloa (~30 m) que en la parte occidental del Golfo, mientras que en la época caliente se observó una inversión, con valores mayores frente a la costa de la península (~20 m). En la región I, específicamente la boca del Golfo, en la época fría la PCM mostró valores entre 30-50 m en la parte central, y en la época caliente este núcleo se observó más al norte (>20 m) (Fig. 11 a y b).

Para el Golfo de California, los modelos de regresión lineal simple de los parámetros Gaussianos en función de Chl_s , T_s , PCM y ϕ_s no fueron significativos, con excepción de los de Z_m . La profundidad del máximo profundo de clorofila, Z_m , tuvo una correlación significativa sólo con PCM y con ϕ_s (tabla III, Fig. 12 y 13). En algunos casos las gráficas de los parámetros Gaussianos *versus* una de las variables independientes sugirieron una relación lineal, mientras que en otros casos mostraron una relación exponencial (no ilustrada).

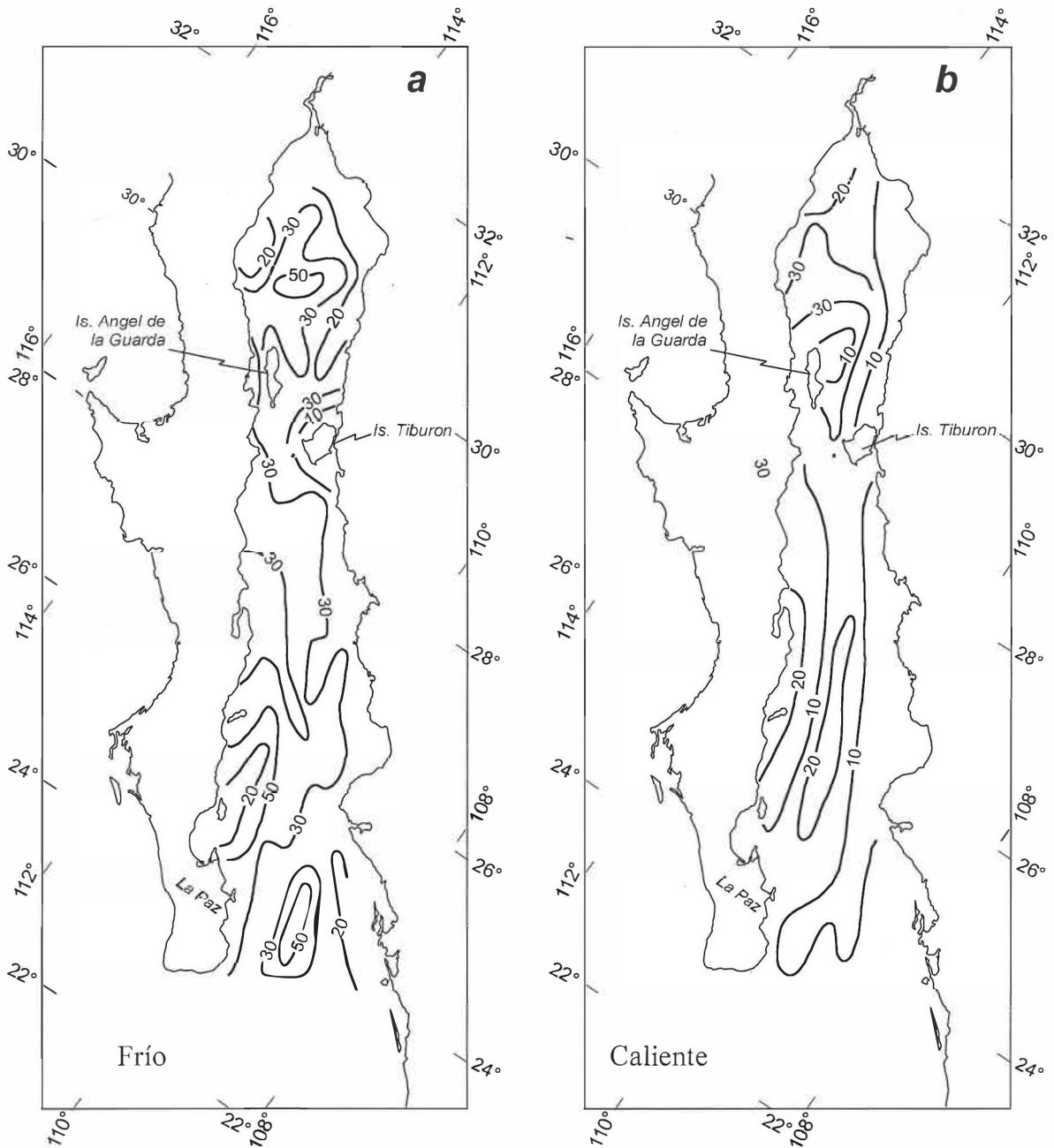


Figura 11.- Distribución espacial promedio de la profundidad de la capa de mezcla en el Golfo de California: a) para la época fría y b) para la época caliente.

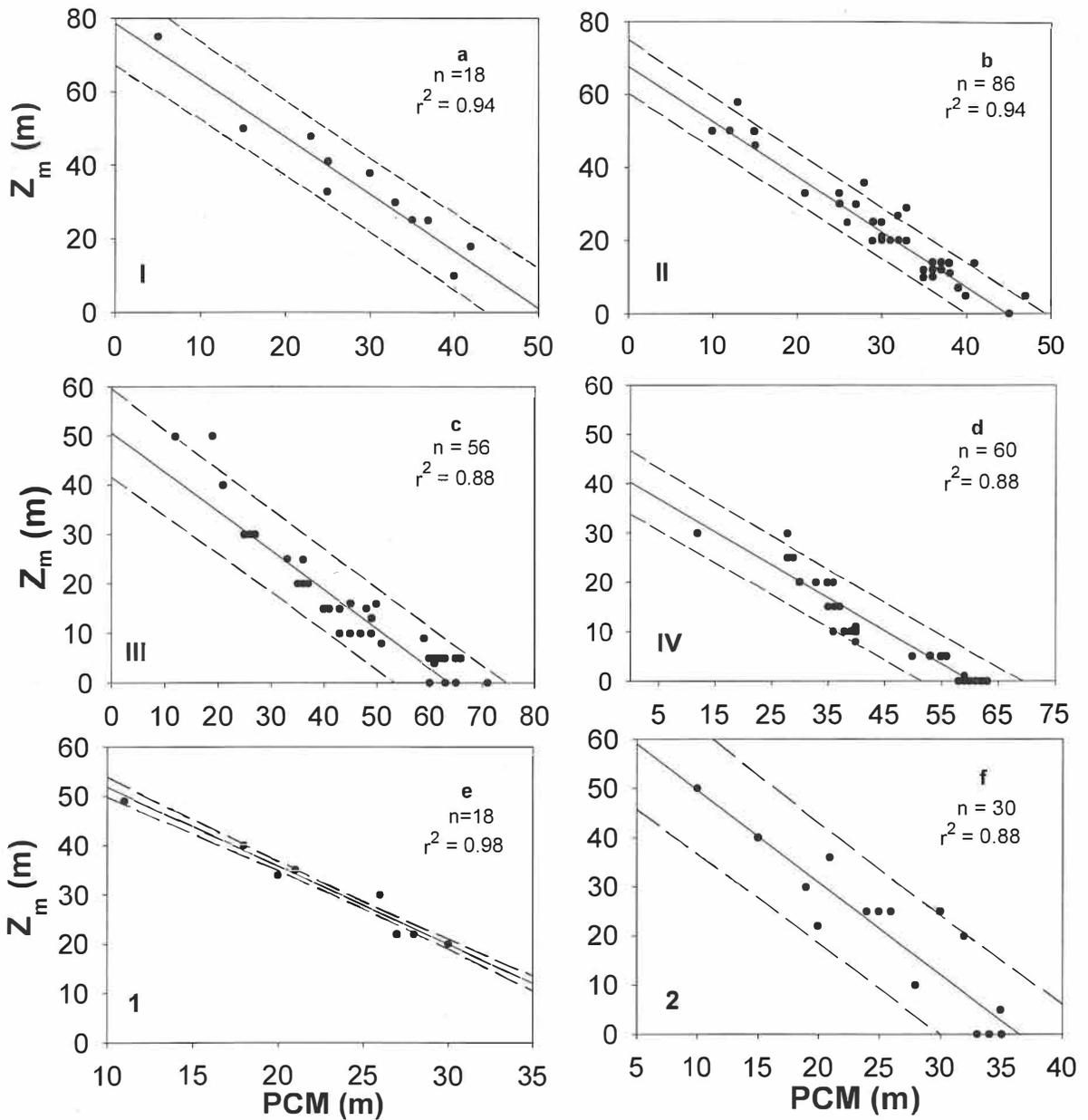


Figura 12.- Líneas de regresión para Z_m en función de la profundidad de la capa de mezcla. Las líneas punteadas representan los intervalos de variación al 95 % de nivel de confianza. Muchos puntos se traslapan. Las ecuaciones están en la tabla IV.

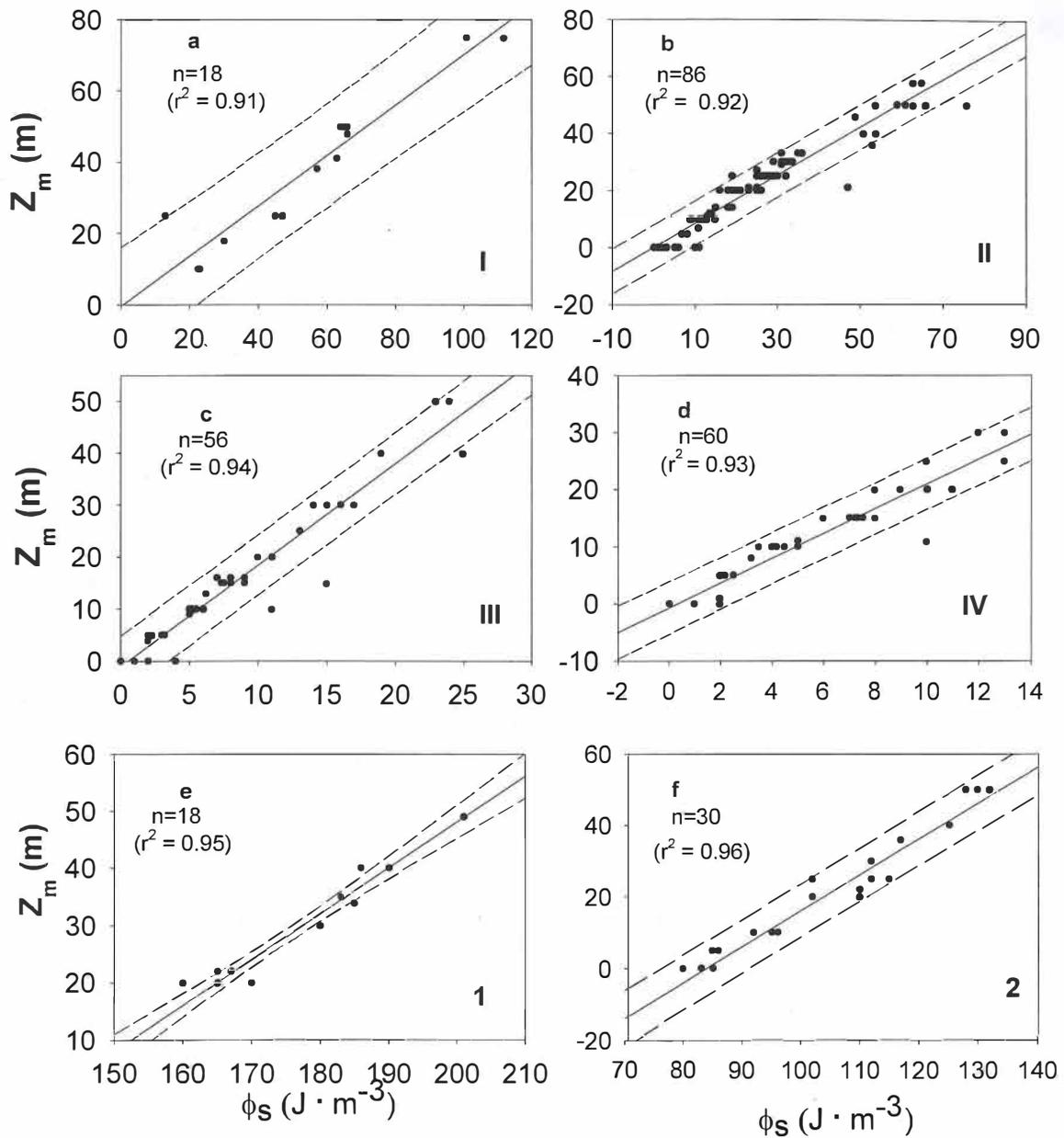


Figura 13.- Líneas de regresión para Z_m en función del índice de estratificación. Las líneas punteadas representan los intervalos de variación al 95 % de nivel de confianza. Muchos puntos se traslapan. Las ecuaciones están en la tabla IV.

La regresión lineal simple de \ln de los parámetros *versus* \ln de las variables independientes no mostró resultados significativos en los casos de Chl_0 , h y σ . Por lo tanto, para calcular los perfiles representativos de $\text{Chl}_{(z)}$, se propone el usar medias de Chl_0 , h y σ , para cada región del Golfo de California y para cada época del año (tabla III). En los casos de Z_m la regresión con logaritmos no produjo mejores resultados que los modelos lineales. El agregar una segunda variable independiente a estos modelos no contribuyó significativamente a incrementar el coeficiente de correlación (r) al 95% de nivel de confianza.

La profundidad del máximo profundo de clorofila, Z_m , cambia inversamente con PCM y directamente con ϕ_s , de tal manera que los valores mayores de ϕ_s corresponden a las Z_m mayores y *viceversa* (la columna de agua más estratificada tiene el MPC más profundo) (Figs. 12 y 13). Las ecuaciones de la tabla IV muestran una clara relación entre la estructura física de la columna de agua y los perfiles de clorofila ($\text{Chl}_{(z)}$) en el Golfo de California.

Un mismo valor de Chl_s produce diferentes perfiles de $\text{Chl}_{(z)}$ para diferentes regiones y épocas del año. Como ejemplos, se calcularon perfiles de clorofila para las diferentes regiones y para las dos épocas con $\text{Chl}_s = 0.2 \text{ mg m}^{-3}$ y 1.0 mg m^{-3} (Fig. 14). No se calcularon perfiles de $\text{Chl}_{(z)}$ para las regiones II, III, IV y 2 para $\text{Chl}_s = 0.2 \text{ mg m}^{-3}$ (Fig. 14a), porque estas regiones no presentaron valores promedios tan bajos en el período 1973-1993. Tampoco se generaron perfiles de

biomasa para las regiones I y 1 para $Chl_s = 1.0 \text{ mg m}^{-3}$ (Fig. 14b), porque no presentaron un valor promedio tan alto en el mencionado período. En todos los casos, es claro el cambio en la forma del perfil dependiendo de la región y la época del año.

Tabla IV.- Ecuaciones de regresión para estimar Z_m en función de la profundidad de la capa de mezcla (PCM), y del parámetro de estratificación (ϕ_s), por época y región, en el Golfo de California.

Regiones	Frío		Regiones	Caliente	
I	$Z_m = 78 - 1.55PCM$ $Z_m = 0.4 + 0.7\phi_s$	$r^2 = 0.94$ $r^2 = 0.90$	1	$Z_m = 68 - 1.5PCM$ $Z_m = -112.5 + 0.8\phi_s$	$r^2 = 0.97$ $r^2 = 0.94$
II	$Z_m = 68 - 1.5PCM$ $Z_m = 0.2 + 0.84\phi_s$	$r^2 = 0.94$ $r^2 = 0.92$			
III	$Z_m = 50.5 - 0.79PCM$ $Z_m = -0.2 + 0.96\phi_s$	$r^2 = 0.88$ $r^2 = 0.94$	2	$Z_m = 69.1 - 1.9PCM$ $Z_m = -84.4 + 1.0\phi_s$	$r^2 = 0.93$ $r^2 = 0.95$
IV	$Z_m = 40.2 - 0.65PCM$ $Z_m = -0.7 + 2.17\phi_s$	$r^2 = 0.88$ $r^2 = 0.93$			

La clorofila integrada y la producción primaria calculada partiendo de los perfiles Gaussianos son mayores que las obtenidas suponiendo una distribución homogénea del perfil vertical de $Chl_{(z)}$ (tabla V). La diferencia en la P_{int} entre los perfiles homogéneos y no homogéneos es mucho mayor para los ejemplos en que la Chl_s es baja (hasta por un factor de 2.5) que para los ejemplos con alta Chl_s

(hasta por un factor de 1.3). Con $Chl_s = 0.2 \text{ mg m}^{-3}$, P_{int} para la región 1 resultó 18% mayor que la de la región I. Con $Chl_s = 1.0 \text{ mg m}^{-3}$, P_{int} para las regiones II, III, y 2 tuvieron prácticamente el mismo valor, y la P_{int} de la región IV fue sólo 10% mayor que la de las otras regiones. Por lo tanto, con valores altos de Chl_s no hay diferencias significativas de P_{int} entre épocas y regiones del Golfo de California. Sin embargo, Z_m y la concentración de clorofila en el MPC mostraron diferencias grandes entre regiones y entre épocas del año (Fig. 14a y b) y esto puede ser importante para estudios de pesquerías.

Tabla V.- Ejemplos de Clorofila integrada (Chl_{int}) y producción primaria (P_{int}) para el modelo Gaussiano y para una distribución homogénea (H) de biomasa por región y por época, en el Golfo de California.

Regiones	Chl = 0.2 mg·m ⁻³				Chl = 1.0 mg·m ⁻³			
	Chl _{int}	PP _{int}	HChl _{int}	HPP _{int}	Chl _{int}	PP _{int}	HChl _{int}	HPP _{int}
I	24.8	54.7	16.8	25.9	—	—	—	—
II	—	—	—	—	41.4	174.4	35	143.2
III	—	—	—	—	40.4	174.0	35	143.2
IV	—	—	—	—	46.6	192.6	35	143.2
1	28.5	64.5	16.8	25.9	—	—	—	—
2	—	—	—	—	40.7	175.5	35	143.2

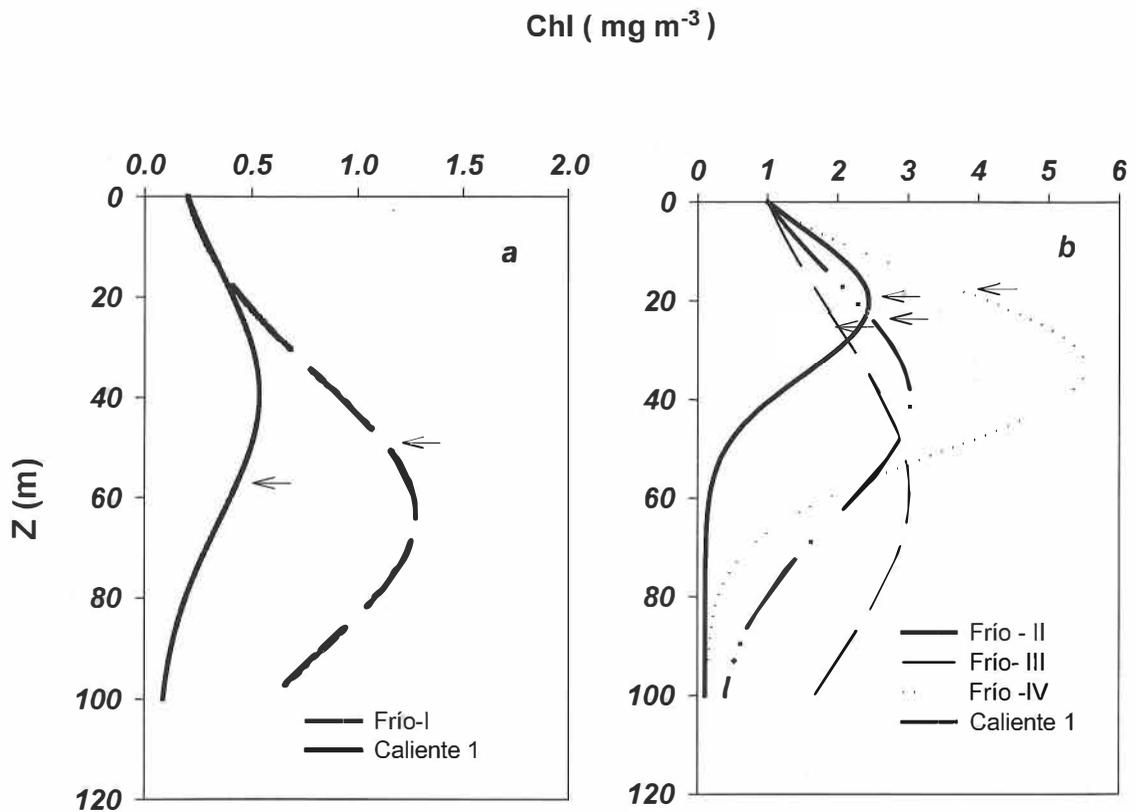


Figura 14.- Ejemplos de perfiles de $\text{Chl}_{(z)}$ estimados con las mismas concentraciones superficiales de clorofila para todas las regiones y épocas del año en el Golfo de California: panel de la izquierda $\text{Chl}_s = 0.2 \text{ mg m}^{-3}$, y el de la derecha $\text{Chl}_s = 1.0 \text{ mg m}^{-3}$. Las flechas horizontales indican el fondo de la zona eufótica (nivel de luz = $1\%E_0$).

III.1.2. Golfo de México

Los intervalos de variación estacional y espacial de T_s en el Golfo de México fueron mucho menores que en el Golfo de California. En la época fría, la región oceánica (II) presentó la media de T_s más baja, $23.96\text{ }^{\circ}\text{C}$, mientras que no hubo diferencia significativa al 95% de nivel de confianza entre las temperaturas medias de las regiones Yucatán y Mississippi (I y III), 25.8 y $25.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ respectivamente (Fig. 15a, tabla VI). En la época caliente, la región oceánica (2) tuvo T_s media ($28.27\text{ }^{\circ}\text{C}$) más alta que la de la región Yucatán (1) ($27.47\text{ }^{\circ}\text{C}$) (Fig. 15b).

Las medias de los valores de concentración de clorofila fueron mucho menores en el Golfo de México que en el Golfo de California. En la época fría, las medias de Chl_s de las tres regiones no tuvieron diferencias significativas, con valores entre 0.22 y 0.28 mg m^{-3} (Fig. 15c, tabla VI). En la época caliente los valores de Chl_s fueron significativamente más bajos que en la fría. La región oceánica (2) presentó una Chl_s media más alta que la de la región Yucatán (1) (0.08 y 0.03 mg m^{-3} , respectivamente) (Fig. 15d). En la época fría, la concentración de clorofila en el máximo profundo de clorofila, Chl_m , presentó el valor medio más bajo en la región oceánica (II), 0.48 mg m^{-3} , aunque fue solamente marginalmente significativamente diferente del de la región Mississippi (III) (0.60 mg m^{-3}); y presentó el valor más alto en la región Yucatán (I), 0.93 mg

m^{-3} (Fig. 15e, tabla VI). En la época caliente, de una manera similar a la variación de Chl_s , la media de Chl_m fue más alta en la región oceánica (2) (0.33 mg m^{-3}) que en la región Yucatán (1) (0.10 mg m^{-3}) (Fig. 15f).

Tabla VI.- Medias \pm los errores estándares de las propiedades del agua, los parámetros Gaussianos, la profundidad de la capa de mezcla e índice de estratificación, por época y región en el Golfo de México.

Regiones	T_s	Chl_s	Chl_m	h	Chl_o	σ	Z_m	PCM	ϕ_s
I	25.8 (± 0.18)	0.28 (± 0.05)	0.93 (± 0.12)	46.0 (± 0.3)	0.12 (± 0.05)	23.5 (± 1.03)	38.6 (± 3.2)	65.9 (± 2.7)	43.0 (± 3.1)
II	23.96 (± 0.21)	0.22 (± 0.02)	0.48 (± 0.05)	50.8 (± 6.35)	0.05 (± 0.005)	47.1 (± 1.5)	68.4 (± 2.2)	34.4 (± 1.1)	72.7 (± 1.9)
III	25.7 (± 0.65)	0.23 (± 0.04)	0.60 (± 0.10)	38.5 (± 3.2)	0.05 (± 0.003)	25.1 (± 0.7)	36.3 (± 5.4)	106.5 (± 3.7)	46.6 (± 8.3)
1	27.47 (± 0.18)	0.03 (± 0.003)	0.095 (± 0.01)	8.5 (± 0.6)	0.02 (± 0.001)	55.7 (± 1.4)	29.7 (± 2.5)	108.9 (± 2.5)	176.8 (± 2.8)
2	28.27 (± 0.16)	0.08 (± 0.02)	0.33 (± 0.08)	28.3 (± 3.9)	0.04 (± 0.006)	40.2 (± 1.3)	78.0 (± 3.2)	38.8 (± 2.7)	111.2 (± 2.9)

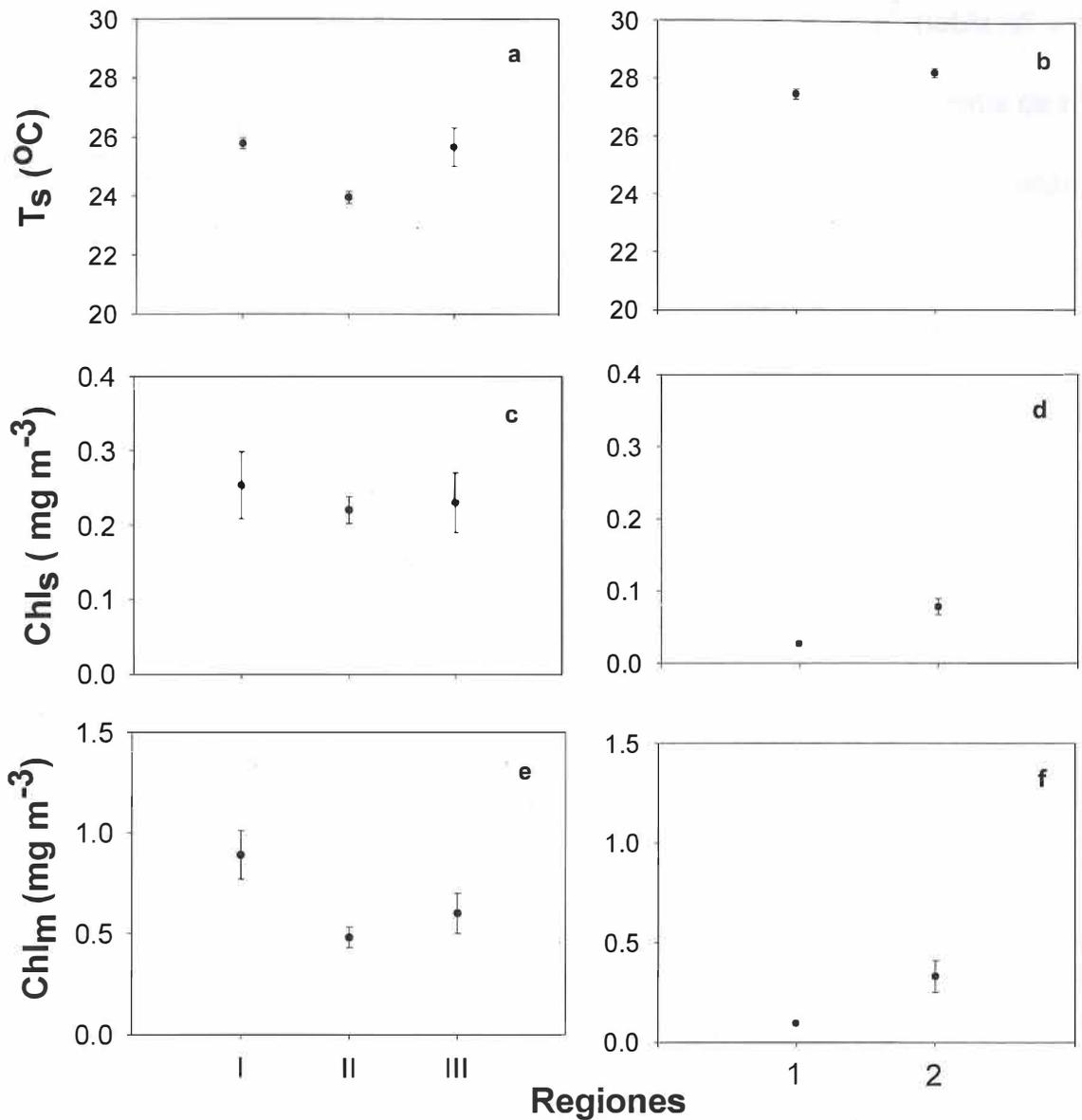


Figura 15.- Medias para cada región y época del año en el Golfo de México: a y b) temperatura superficial; c y d) concentración superficial de clorofila; y e y f) concentración de clorofila en el máximo profundo. Los paneles de la izquierda son para la época fría y los de la derecha son para la época caliente. Las barras simbolizan los errores estándares.

Durante la estación fría las medias de h de las tres regiones no presentaron diferencias significativas, con valores entre 38.5 y 50.8 mg m^{-2} (tabla VI y Fig. 16a). Acorde con los valores de Chl_s y Chl_m , en la época caliente la media de h fue mayor para la región oceánica (2) (28.3 mg m^{-2}) que para la región Yucatán (1) (8.5 mg m^{-2}) (Fig. 16b). Estos valores de h para el Golfo de México, para ambas épocas, fueron aproximadamente 20% de los valores para el Golfo de California.

En la época fría, la media de Chl_o fue prácticamente la misma para las tres regiones (0.05 mg m^{-3}) (Fig. 16c, tabla VI). En la época caliente ambas regiones, Yucatán y oceánica, presentaron valores muy bajos (0.02 y 0.04 mg m^{-3} , respectivamente) (Fig. 16d).

Los valores promedio de σ no muestran un patrón claro por épocas y por regiones. En la época fría las regiones costeras, I y III, no presentaron diferencias significativas entre sí (23.5 y 25.1 m, respectivamente), y la región oceánica tuvo el valor medio más alto (47.1 m) (tabla VI, Fig. 16e). Durante la época caliente, la región Yucatán tuvo una media más alta que la región oceánica (55.7 y 40.2 m, respectivamente) (Fig. 16f).

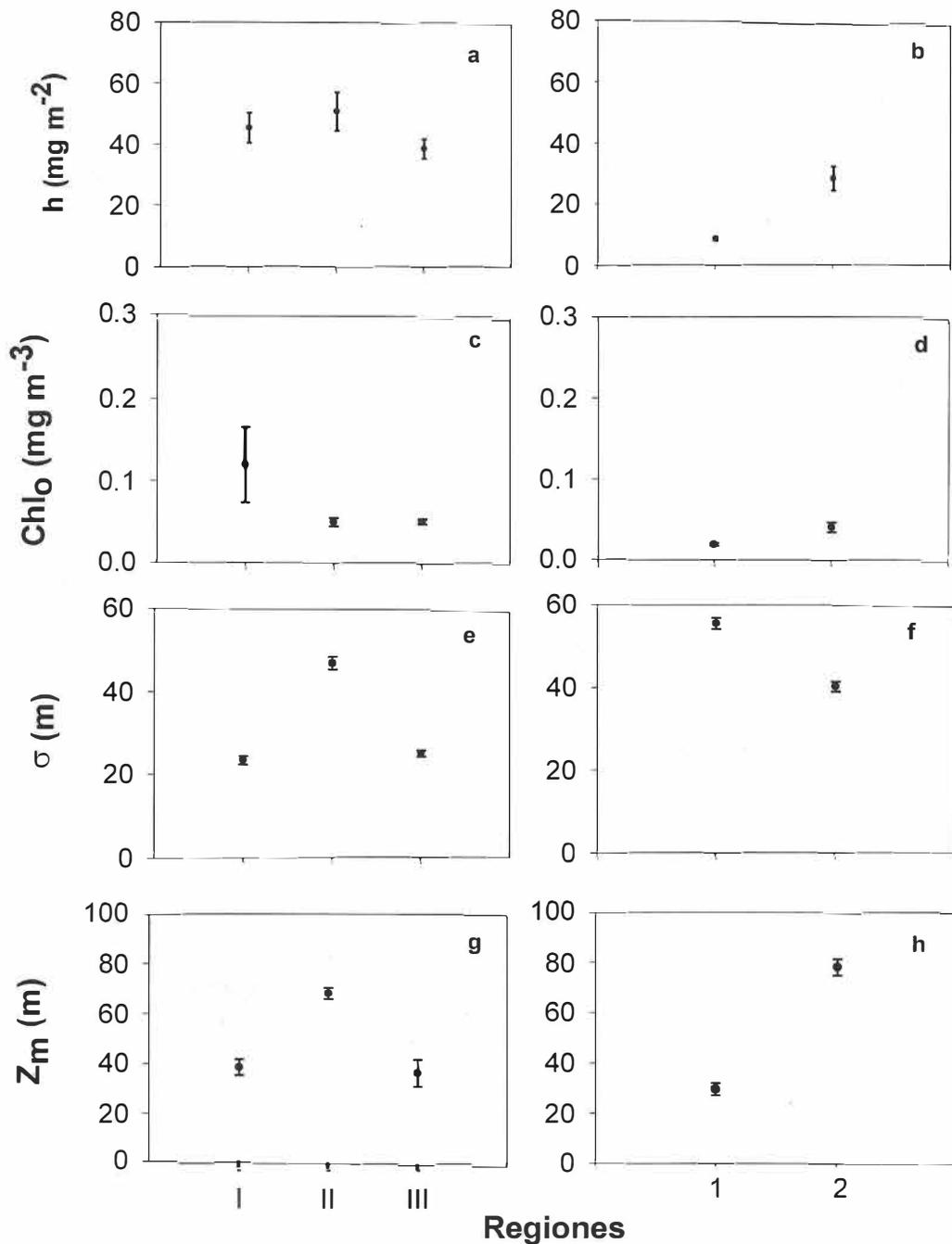


Figura 16.- Medias de los parámetros Gaussianos para cada región y época del año en el Golfo de México: a y b) h ; c y d) Chl_a ; e y f) σ ; y g y h) Z_m . Los paneles de la izquierda son para la época fría y los de la derecha son para la época caliente. Las barras simbolizan los errores estándares.

La profundidad del máximo profundo de clorofila, Z_m , define claramente en el Golfo de México la existencia de las tres regiones en la época fría: dos costeras, donde Z_m promedia en general valores relativamente bajos que no son significativamente diferentes (38.6 m para la región I y 36.3 m para la región III); y la geográficamente intermedia oceánica con una media de Z_m relativamente elevada (68.4 m) (Fig. 16g y tabla VI). En la época caliente, la media de Z_m fue 29.7 m para la región Yucatán y 78 m para la región oceánica (Fig. 16h). El máximo profundo de clorofila fue en general más profundo en el Golfo de México que en el Golfo de California.

En general, los valores de las variables y parámetros de la época fría para la región Yucatán tuvieron intervalos de variación más amplios que en la época caliente. Sin embargo, en la región oceánica los intervalos de variación para las dos épocas fueron similares (tabla VI, Figs. 15 y 16).

La media de la profundidad de la capa de mezcla (PCM) aumentó de sur a norte en la época fría, con valores de 65.9 m para Yucatán, 81.6 m para la oceánica y 106.5 m para Mississippi (tabla VI, Fig. 17a). En la época caliente, la media de PCM disminuyó de la región Yucatán (108.9 m) a la Oceánica (38.8 m) (Fig. 17b). El parámetro de estratificación, ϕ_s , se comportó variable en el Golfo de México, las regiones costeras presentaron valores que oscilaron entre 40-50 $J m^{-3}$ (Yucatán y Mississippi), mientras que las oceánicas promediaron 73 $J m^{-3}$, durante la época fría. En la época caliente, tanto en la región costera como en la oceánica,

ϕ_s presentó valores mas elevados que oscilaron entre 177 J m^{-3} en la región costera y 111 J m^{-3} en la oceánica.

De una manera similar al caso del Golfo de California, para el Golfo de México los modelos de regresión de los parámetros Gaussianos en función de Chl_s , T_s , PCM y ϕ_s no fueron significativos con excepción de los de Z_m . También, Z_m sólo tuvo una correlación significativa con PCM y con ϕ_s (tabla VII, Fig. 18 y 19). Por lo tanto, también se propone para el Golfo de México el usar medias de Chl_0 , h y σ , para cada región y para cada época del año, para calcular los perfiles representativos de $(\text{Chl}_{(z)})$ (tabla VI).

Como ejemplos para el Golfo de México de cómo un solo valor de Chl_s produce diferentes perfiles de $\text{Chl}_{(z)}$ para diferentes regiones y épocas del año, se calcularon perfiles de clorofila con $\text{Chl}_s = 0.2 \text{ mg m}^{-3}$ (Fig. 20). No se calculó un perfil para la región 1 porque no presentó valores tan altos de Chl_s en el período de los datos disponibles. De nuevo, en todos los casos es claro el cambio en la forma del perfil dependiendo de la región y la época del año. De una manera similar al caso del Golfo de California, cuando se parte de los perfiles Gaussianos en el Golfo de México, la clorofila integrada y la producción primaria integrada, para toda la zona eufótica, son mayores que las obtenidas con las distribuciones homogéneas del perfil vertical de clorofila (tabla VIII). En la época fría los perfiles homogéneos subestimaron la producción primaria hasta por más del 25%, mientras que en la época caliente la subestimaron por 13%.

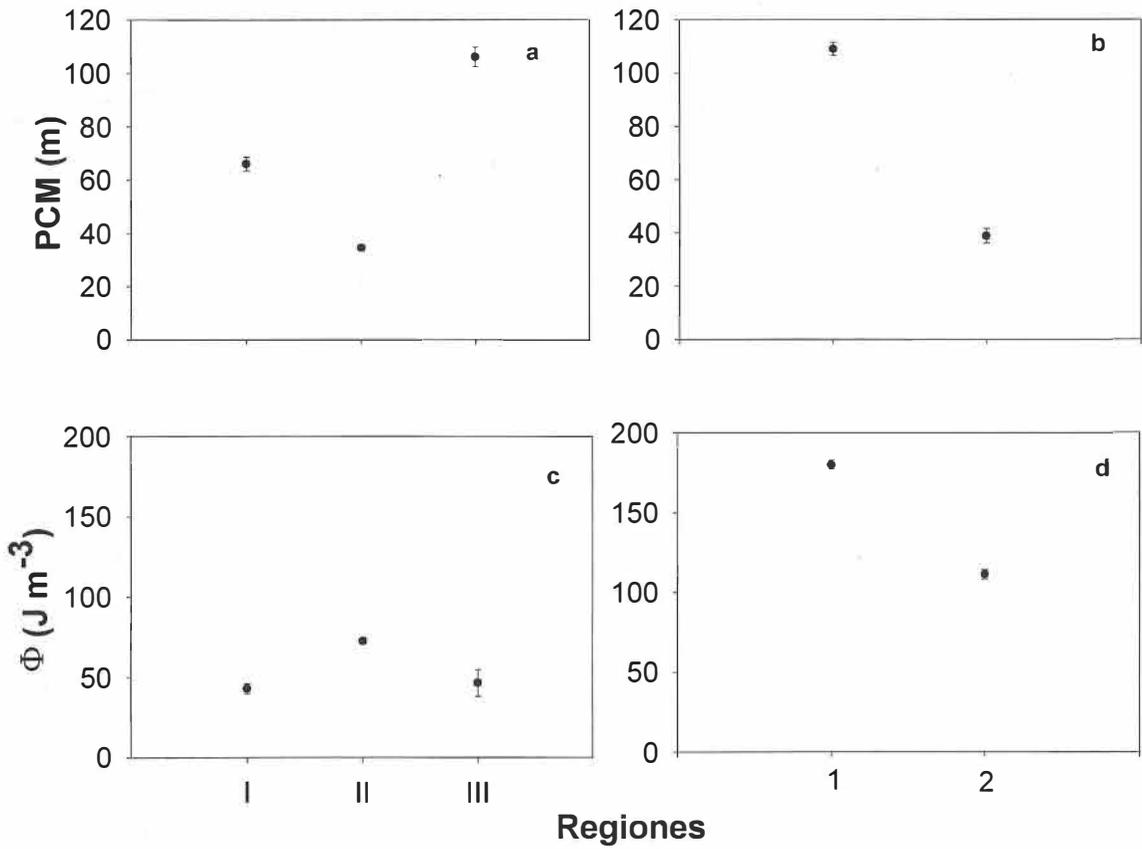


Figura 17.- Medias de la profundidad de la capa de mezcla y del índice de estratificación, para cada región y época del año en el Golfo de México. Las barras simbolizan los errores estándares.

Tabla VII.- Ecuaciones de regresión para estimar Z_m en función de la profundidad de la capa de mezcla (PCM), y del parámetro de estratificación (ϕ_s), para cada época y región en el Golfo de México.

Regiones	Fría		Regiones	Caliente	
I	$Z_m = 113.5 - 1.13PCM$ $Z_m = -4.5 + 1.0\phi_s$	$r^2 = 0.88$ $r^2 = 0.97$	1	$Z_m = 130.5 - 0.92PCM$ $Z_m = -116.6 + 0.81\phi_s$	$r^2 = 0.91$ $r^2 = 0.86$
II	$Z_m = 80.4 - 0.56PCM$ $Z_m = -6.9 + 1.04\phi_s$	$r^2 = 0.89$ $r^2 = 0.85$	2	$Z_m = 121 - 0.10PCM$ $Z_m = -38.4 + 1.05\phi_s$	$r^2 = 0.87$ $r^2 = 0.95$
III	$Z_m = 175.8 - 1.31PCM$ $Z_m = -27.2 + 1.36\phi_s$	$r^2 = 0.83$ $r^2 = 0.91$			

Tabla VIII.- Ejemplos de Clorofila integrada (Chl_{int}) y producción primaria (P_{int}) para el modelo Gaussiano y para una distribución homogénea (H) de biomasa por región y por época, en el Golfo de México.

Chl = 0.2 mg m ⁻³				
Regiones	Chl_{int}	P_{int}	H Chl_{int}	HP $_{int}$
I	27.9	47.6	16.8	37.5
II	23.3	44.6	16.8	37.5
III	26.4	46.9	16.8	37.5
2	20.5	42.5	16.8	37.5

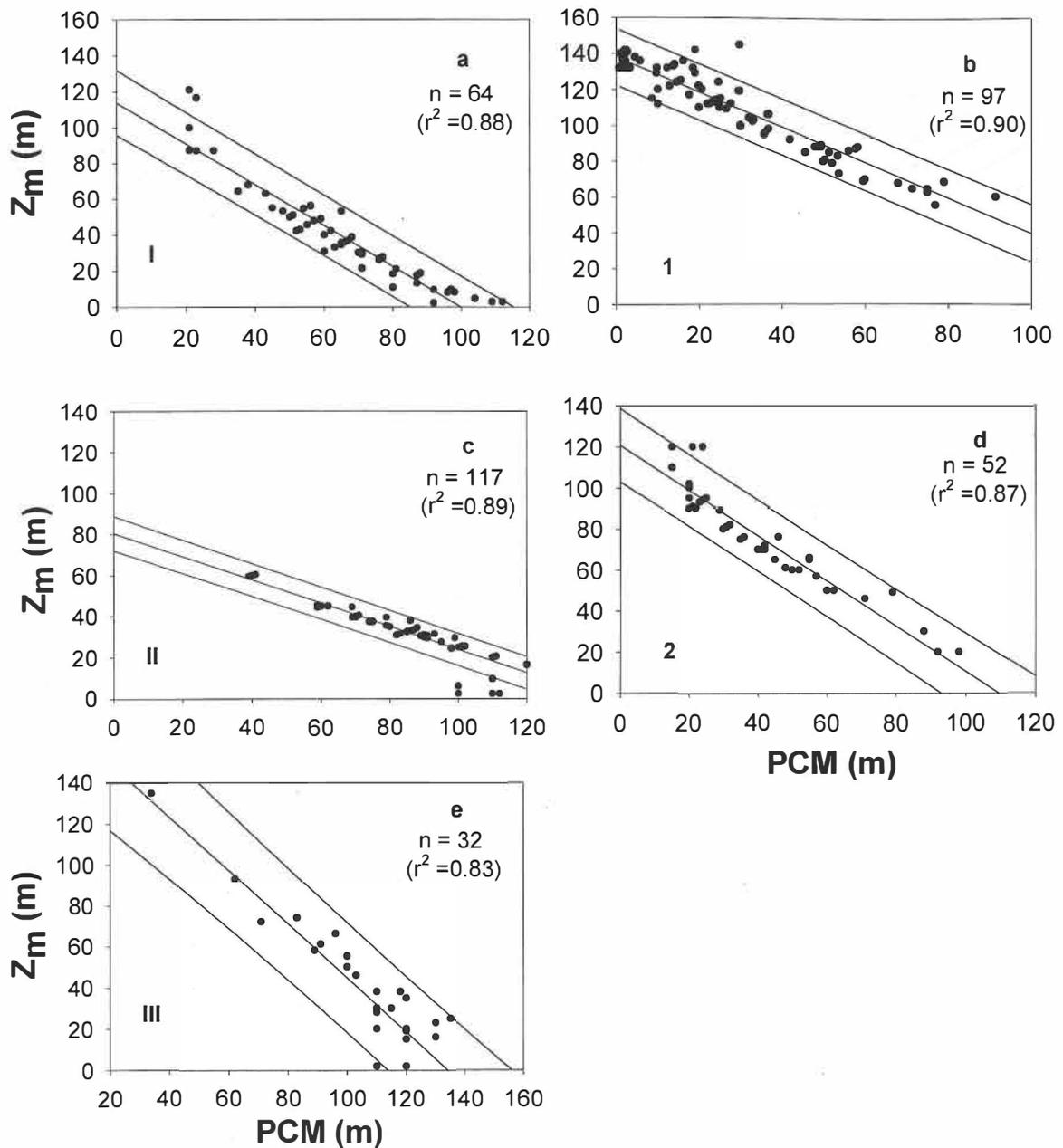


Figura 18.- Líneas de regresión para Z_m en función de PCM. Las líneas punteadas representan los intervalos de variación al 95% de nivel de confianza. Muchos puntos se traslapan. Las ecuaciones están en la tabla VII.

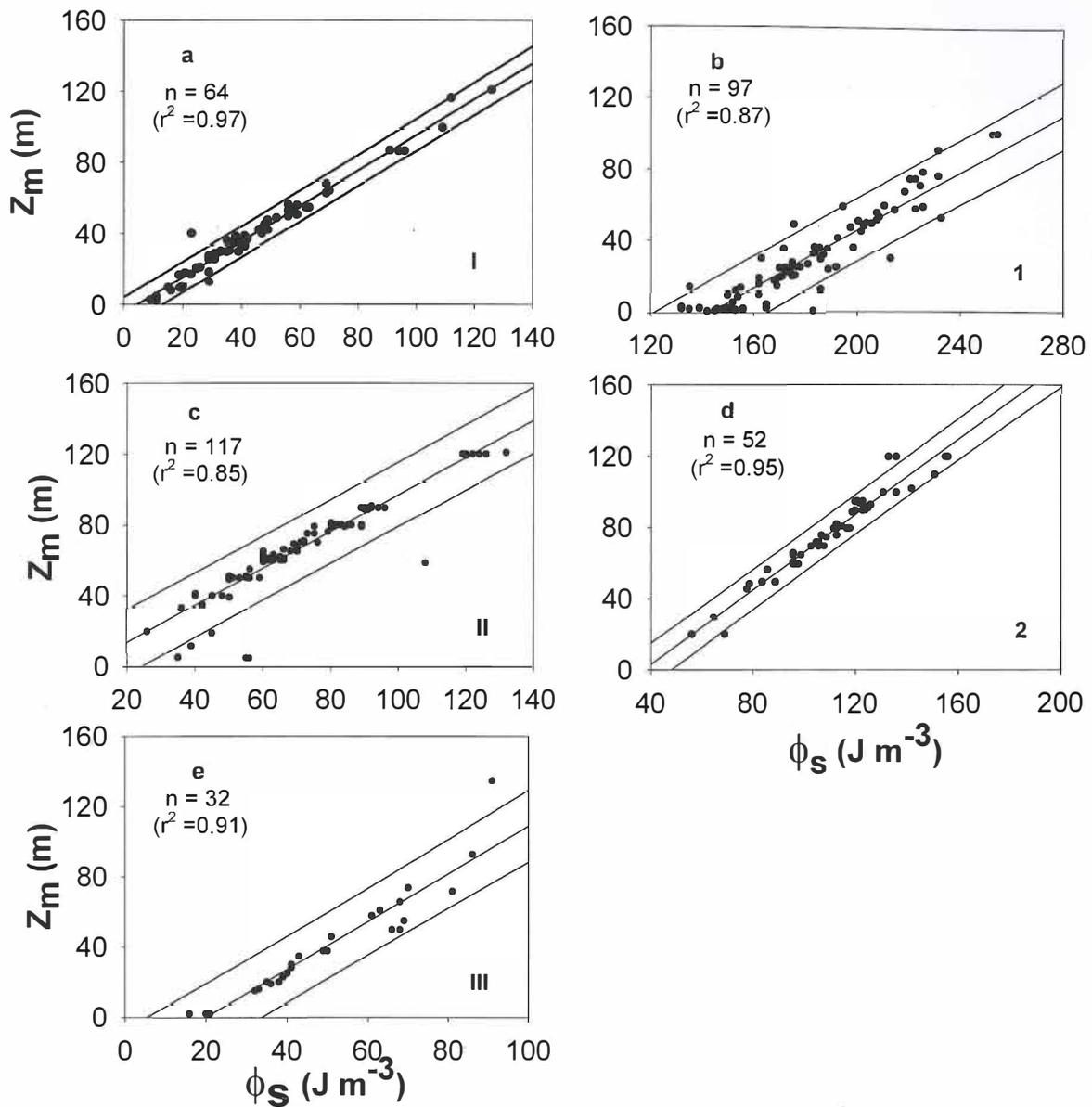


Figura 19.- Líneas de regresión para Z_m en función del índice de estratificación. Las líneas punteadas representan los intervalos de variación al 95% de nivel de confianza. Muchos puntos se traslapan. Las ecuaciones están en la tabla VII.

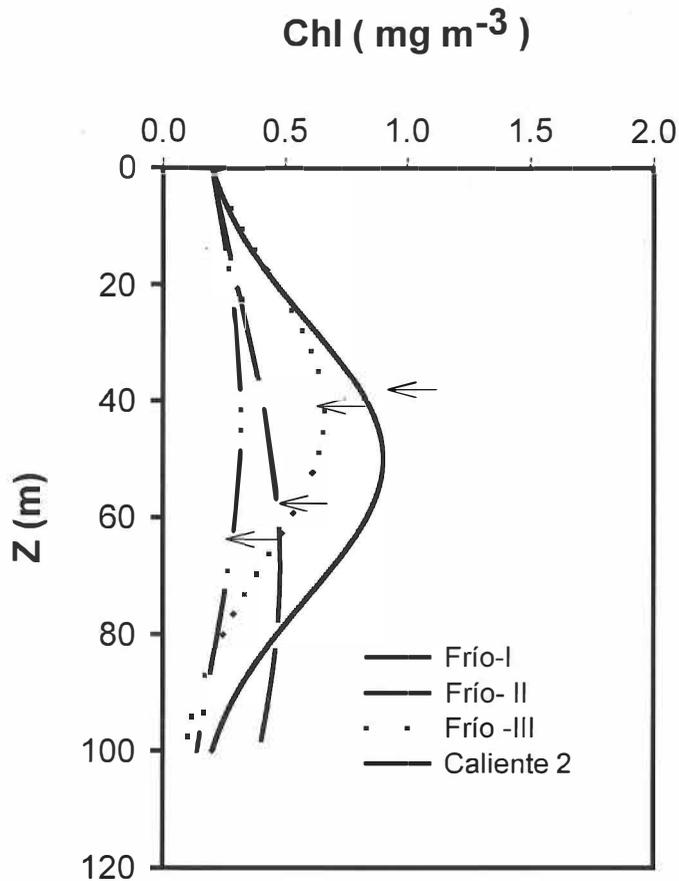


Figura 20.- Ejemplos de perfiles de $\text{Chl}_{(z)}$ estimados con $\text{Chl}_s = 0.2 \text{ mg m}^{-3}$ para las distintas regiones y épocas en el Golfo de México. Las flechas representan en cada caso el fondo de la zona eufótica ($1\% E_0$).

III.2 Perfiles de Nitrato

Los perfiles verticales promedio de NO_3 corroboran la existencia en el Golfo de California de regiones con características oceanográficas distintas, muy bien definidas y previamente descritas por diferentes autores. En general existe una

tendencia al aumento de la concentración de nitratos de la entrada del Golfo al norte, con promedio máximo en la región de las grandes islas y una ligera disminución al norte de éstas (región IV). Así mismo, es clara la diferencia en la estructura vertical de NO_3 entre la época fría y caliente, con valores más bajos en la última (Fig. 21). La nutriclina es más profunda en la región de la boca del Golfo de California (I y 1) que en las otras regiones. La nutriclina más somera se presentó en las regiones III y IV, con valores superficiales más altos en la región III. En la época fría, la boca del Golfo de California presentó en promedio los valores de NO_3 más bajos entre la superficie y 50 m, inclusive comparándolos con los de las regiones del Golfo de México (Figs. 21 y 22).

Las medias de la concentración de nitrato en el Golfo de México mostraron una amplia variabilidad entre regiones y épocas. Para la época fría existe una diferencia significativa entre los perfiles de NO_3 en las regiones de Yucatán y Oceánica por un lado y Mississippi por el otro. Mientras que Yucatán promedia concentraciones superficiales de $0.3 \mu\text{M}$, Mississippi promedia $4.4 \mu\text{M}$ en superficie, con una ligera disminución hasta aproximadamente 40 m, profundidad en la que comienza a aumentar nuevamente, mostrando el efecto que la lengua del río Mississippi tiene sobre esta región. El gradiente intenso de NO_3 entre 40 y 75 m en la región III (Fig. 22) puede deberse a una intensa remineralización de materia orgánica en este intervalo de profundidad. La región oceánica por su parte, tanto en la época fría como en la caliente muestra perfiles característicos de aguas oligotróficas con concentraciones superficiales de NO_3 que oscilan entre 0.1

– 0.15 μM , aunque con un gradiente vertical intenso en la época fría. La región Yucatán presentó en la época caliente los valores promedio más bajos de NO_3 , con concentraciones cercanas a cero de la superficie hasta más de 40 m (Fig. 22).

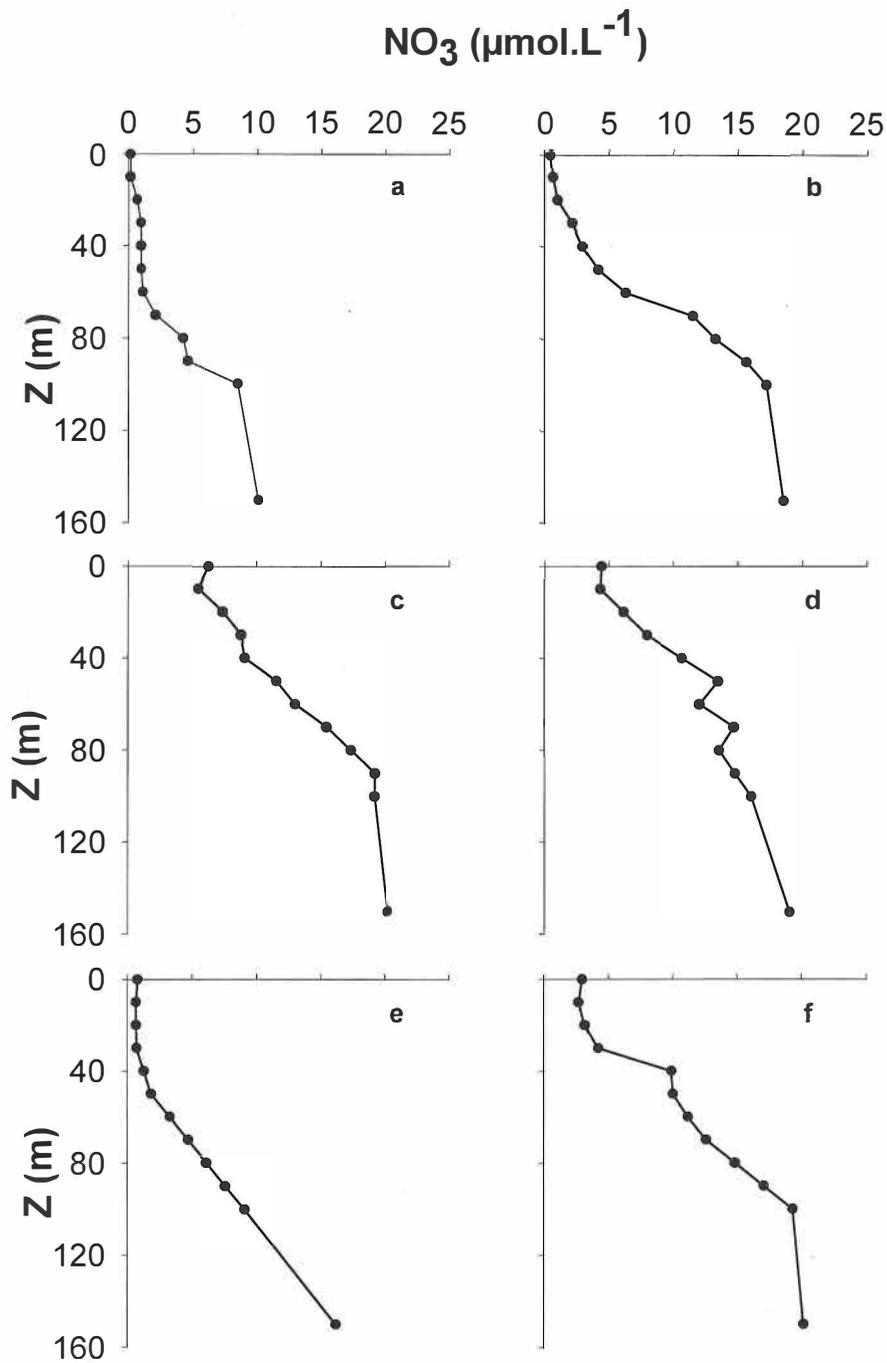


Figura 21.- Perfiles verticales promedio de NO_3 en cada una de las regiones del Golfo de California.

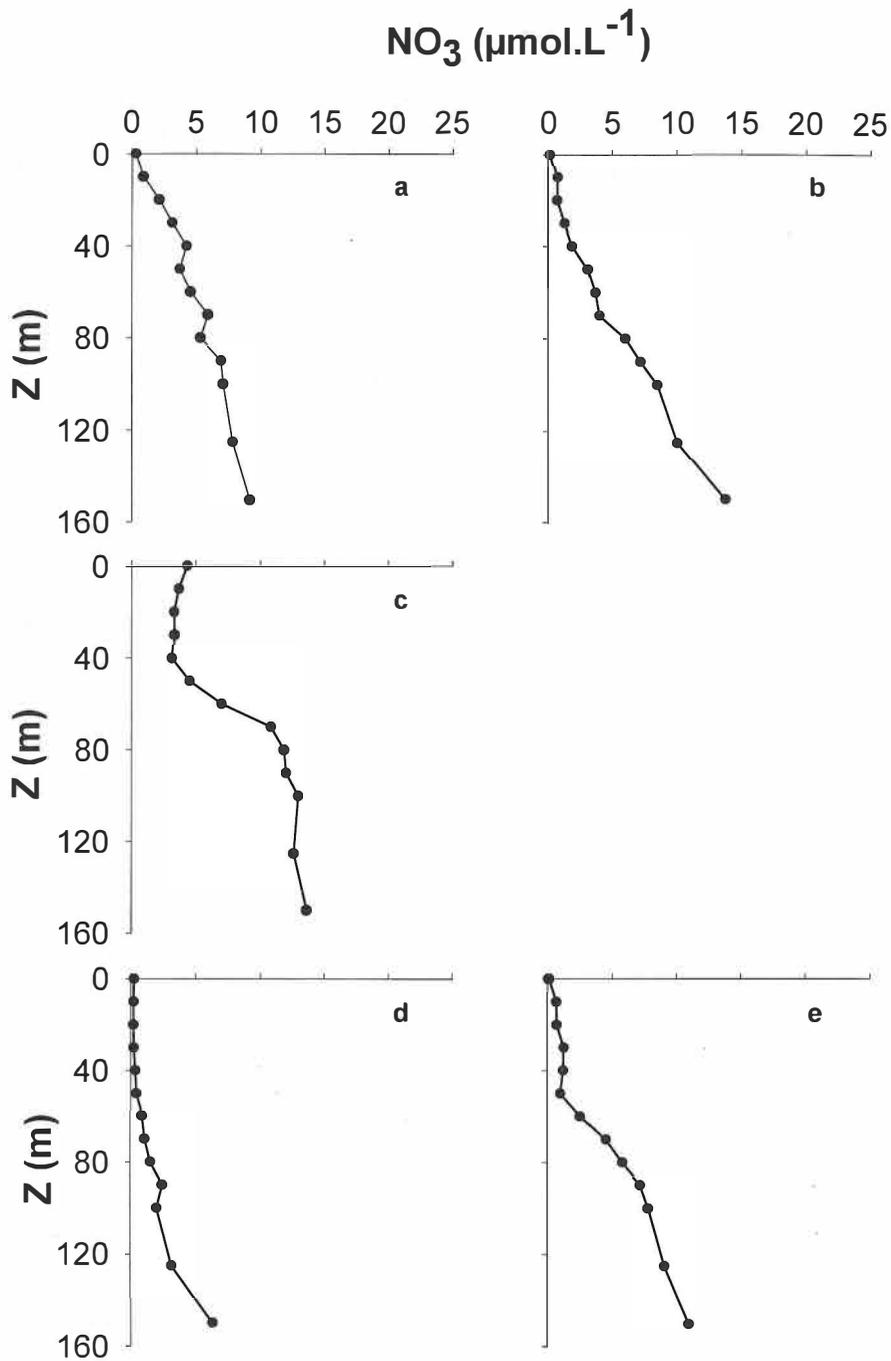


Figura 22.- Perfiles verticales promedio de NO_3 en cada una de las regiones del Golfo de México.

III.3. Producción Primaria Total y Nueva.

Con el propósito de predecir los perfiles de $Chl_{(z)}$ asociados a los valores de Chl_{sat} derivados de las imágenes de satélite, para cada región y época, y estar en posibilidad de estimar P , se tienen tres alternativas para calcular Z_m . Una es utilizar las ecuaciones de regresión de las tablas IV y VII para calcular Z_m en función de PCM ó ϕ_s . Esto no es práctico porque las variables medidas con sensores remotos, tales como T_s , no proveen estimaciones de PCM ó ϕ_s . Estos parámetros tienen baja correlación con T_s . La segunda alternativa es utilizar las medias de Z_m para cada región y época del año, pero no deja grados de libertad para utilizar imágenes de satélite. Por lo tanto, una vez que las medias de Chl_o , h y σ para cada región y época han sido determinadas (tablas III y VI), la tercera alternativa para estimar Z_m es utilizar la ecuación 1 (pag. 25) y la media de los valores de la concentración de clorofila de la imagen compuesta de satélite (Chl_{sat}) para cada región y época del año en particular de que se trate. Como una primera aproximación, se puede representar Chl_{sat} por el promedio de $Chl_{(z)}$ para la primera profundidad óptica, ponderado por la irradiancia atenuada dos veces (cuando la luz va hacia abajo y cuando se esparce hacia arriba) (Kirk, 1994). En la mayoría de los casos, debido al aumento de $Chl_{(z)}$ con z en la primera profundidad óptica, Chl_{sat} es ~10% mayor que el valor superficial Chl_s (Morel, 1983). Por lo tanto:

$$\begin{aligned} \text{Chl}_s &= 0.9\text{Chl}_{\text{sat}} = \text{Chl}_o + [h/\sigma(2\pi)^{0.5}] \exp[-Z_m^2/2\sigma^2], \\ h/[\sigma(2\pi)^{0.5}(0.9\text{Chl}_{\text{sat}} - \text{Chl}_o)] &= \exp[Z_m^2/2\sigma^2], \\ Z_m &= \sigma\{2\ln[h/(\sigma(2\pi)^{0.5}(0.9\text{Chl}_{\text{sat}} - \text{Chl}_o))]\}^{0.5}. \end{aligned} \quad (2)$$

Las excepciones son la región I del Golfo de California, y la región Oceánica del Golfo de México (II y 2), donde $\text{Chl}_s \approx \text{Chl}_{\text{sat}}$, porque $\text{Chl}(z)$ en la primera profundidad óptica es casi invariante. En estos casos se le quita el factor 0.9 a la ecuación 2. Utilizando la ecuación 2 se pueden usar los datos de satélite para hacer los cálculos para generar los perfiles de $\text{Chl}(z)$, y posteriormente hacer los cálculos de P.

Los datos promedios de clorofila superficial de satélite (Chl_{sat}), del coeficiente de atenuación vertical de luz, K_{490} , y de PAR escalar incidente en mediodía, para cada región y época de cada año, se presentan en la tabla IX. En la época fría del Golfo de California se presentaron consistentemente valores más bajos de Chl_{sat} en 1997-1998 que en los otros años. En la región I este fenómeno se apreció claramente hasta en 1998-1999. Más al norte el efecto no fue claro. En la época fría (1999-2000 y 2000-2001) no se apreció un gradiente claro del promedio de Chl_{sat} de sur a norte en el golfo de California. En este Golfo, en la época caliente los niveles de Chl_{sat} son similares a los de un año El Niño para la época fría en la región de la entrada, lo cual corrobora el efecto de entrada de la masa de agua Ecuatorial Superficial, oligotrófica y caliente, es como un evento El Niño cada verano en el Golfo de California. En el Golfo de México los valores

promedios de Chl_{sat} para la época fría son entre similares y la mitad con relación a los más bajos valores del Golfo de California. Los más altos y más bajos valores de Chl_{sat} del Golfo de México se presentaron en la región Yucatán (I y 1, respectivamente). Las regiones Oceánica y Mississippi no presentaron variación estacional de Chl_{sat} y sus valores fueron similares entre sí.

Los valores del coeficiente de atenuación vertical de luz (K_{490}) del Golfo de California tuvieron mínimos en la región de la entrada (I y 1) y máximos en la región de las grandes islas (III). Aunque hubo una tendencia de valores mayores en la época fría, no hubo una variación estacional ni interanual clara. En el Golfo de México, los valores de K_{490} de las regiones Yucatán y Oceánica fueron más pequeños, hasta del orden de la mitad, que los del Golfo de California, pero los de la región Mississippi fueron tan altos como los máximos del Golfo de California, debido al efecto de turbidez del material aportado por el río. Los valores de K_{490} de la región Mississippi fueron los más altos del Golfo de México.

Como era de esperarse, PAR incidente en la superficie disminuyó de sur a norte y de la época caliente a la fría, en ambos golfos. La variación interanual de cada región es insignificante. Mientras que las regiones I de los dos golfos tuvieron PAR promedio similar, las regiones 1 y 2 del Golfo de California tienen valores de PAR más elevados que los de la región 1 y 2 del de México, debido a los cielos claros de verano, libres de nubes, del Golfo de California.

Los perfiles de $Chl_{(z)}$, $E_{0(z)}$, P y P_{nueva} por regiones y épocas se presentan en las figuras 23 a 33 (nótese que las escalas de P y P_{nueva} son diferentes para diferentes épocas y regiones). La producción total integrada (P_{int}) para toda la zona eufótica en $gC\ m^{-2}\ d^{-1}$ (nótese que las unidades $gC\ m^{-2}\ d^{-1}$ son equivalentes a $tonC\ km^{-2}\ d^{-1}$) y para toda el área de la región se presenta en las tablas X y XI. La producción nueva integrada para toda la zona eufótica en $gC\ m^{-2}$ y para toda el área de la región se presenta en las tablas XII y XIII. Como era de esperarse, la $P_{(z)}$ tuvo su máximo a profundidades menores que $Z_{(m)}$ por el efecto de las mayores irradiancias por encima de $Z_{(m)}$. En muchos casos tampoco se presentó el máximo de $P_{(z)}$ en la superficie porque los nutrientes no eran suficientemente elevados en la superficie (en realidad, para fines del cálculo de P , esto se reflejó en valores relativamente pequeños de Chl en superficie). Con Chl relativamente alta en superficie (con relación a la del MPC), $P_{(z)}$ tuvo su máximo en la superficie aunque el MPC se encontraba hasta 20 m de profundidad, como en la región IV del Golfo de California (Fig. 27). Generalmente, P_{nueva} tuvo su máximo a la misma profundidad que el de $P_{(z)}$. La excepción a lo anterior fue la región I del Golfo de California en donde el máximo de P_{nueva} tendió a coincidir más con el MPC debido a los bajos valores de f en aguas más someras.

Los valores de producción total integrada para toda la columna eufótica y para todo el día ($gC\ m^{-2}\ d^{-1}$) fue más alta para el Golfo de California y con mayor

variación estacional (1.18 – 2.41 para la época fría, y 0.39 – 0.48 para la caliente) que para el de México (0.21 – 0.6 para la época fría, y 0.21 – 0.3 para la caliente), como se esperaba de acuerdo a la información publicada (tablas X y XI). En el caso de la época caliente la producción total por unidad de área fue hasta el doble en el Golfo de California que la del Golfo de México. En el caso de la época fría fue hasta un orden de magnitud mayor en el Golfo de California. La producción primaria total por unidad de área de la región Mississippi resultó relativamente baja por la turbidez que causó alta atenuación de luz y una zona eufótica relativamente somera (Fig. 31). Al comparar los valores de producción total para toda el área de cada región, los valores del Golfo de México quedan a menudo por encima de los del Golfo de California por el tamaño más grande de las regiones del primero.

La producción nueva por unidad de área del Golfo de California en la época fría aumentó de la región de la entrada (I) a la región de las grandes islas (III) y luego se mantuvo prácticamente igual a la última en la IV, con valores de hasta más del doble en las regiones III y IV (hasta $1.38 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) con relación a los de la I (hasta $0.62 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) (tabla XII). En la época caliente los valores de P_{nueva} del Golfo de California fueron menos de la mitad con relación a los de la época fría ($0.25 - 0.31 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). En las regiones Yucatán (I) y Mississippi del Golfo de México los valores de f fueron altos y esto causó valores también relativamente altos de P_{nueva} (hasta $0.52 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ en Yucatán y hasta 0.24 en Mississippi). Por el contrario, en la región Oceánica los valores de P_{nueva} fueron muy bajos y con valores similares en ambas épocas ($<0.02 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). En la región Yucatán, en la

época caliente (1), los valores de P_{nueva} fueron ~40% de los valores de la época fría (tabla XIII).

Tabla IX.- Valores promedio por épocas y regiones en el Golfo de California y en el Golfo de México de diferentes variables : Chl_{sat} (mgC m^{-3}), K_{490} (m^{-1}) y PAR_0 ($\mu\text{mol s}^{-1}\text{m}^{-2}$), obtenidas de las composiciones mensuales de SeaWIFS entre 1997-2001.

	Años	Golfo de California				Golfo de México						
		I	II	III	IV	1	2	I	II	III	1	2
Chl_{sat} (mgC m^{-3})	97-98	0.36	0.48	0.45	0.7	0.30	0.42	----	0.25	0.22	0.077	0.19
	98-99	0.48	0.66	0.69	0.88	0.24	0.37	0.41	0.19	0.26	0.079	0.26
	99-00	0.9	0.77	0.83	0.88	0.41	0.43	0.40	0.19	0.22	0.085	0.20
	00-01	0.86	0.98	0.69	1.15	0.55	0.45	0.41	0.24	0.22	0.076	0.22
	01-02	0.83	0.81	0.79	0.96	0.46	0.42	0.42	0.21	0.23	0.075	0.23
K_{490} (m^{-1})	97-98	0.06	0.11	0.16	0.13	0.07	0.13	----	0.05	0.12	0.068	0.084
	98-99	0.10	0.13	0.15	0.17	0.06	0.12	0.06	0.05	0.15	0.053	0.098
	99-00	0.11	0.15	0.20	0.16	0.08	0.12	0.03	0.05	0.19	0.077	0.072
	00-01	0.10	0.18	0.19	0.17	0.10	0.12	0.06	0.06	0.21	0.070	0.098
	01-02	0.09	0.16	0.18	0.16	0.08	0.15	0.06	0.05	0.18	0.073	0.084
PAR_0 ($\mu\text{mol s}^{-1}\text{m}^{-2}$)	97-98	1328	1230	1115	1014	1745	1532	----	1275	1254	1480	1395
	98-99	1312	1224	1113	1011	1739	1521	1318	1270	1236	1485	1392
	99-00	1305	1221	1109	1009	1754	1533	1321	1269	1229	1483	1390
	00-01	1309	1232	1119	1025	1750	1549	1316	1279	1298	1492	1397
	01-02	1321	1228	1116	1016	1740	1528	1317	1276	1262	1491	1290

Tabla X.- Valores de Producción primaria total integrada en la columna de agua por regiones en el Golfo de California durante los años 1997-2002 derivados de datos del SeaWIFS.

	I		II		III		IV	
	P_{int} ($gC\ m^{-2}\ d^{-1}$)	P_{int} ($TonC\ d^{-1}$)	P_{int} ($gC\ m^{-2}\ d^{-1}$)	P_{int} ($TonC\ d^{-1}$)	P_{int} ($gC\ m^{-2}\ d^{-1}$)	P_{int} ($TonC\ d^{-1}$)	P_{int} ($gC\ m^{-2}\ d^{-1}$)	P_{int} ($TonC\ d^{-1}$)
1997-98	1.18	0.70×10^5	1.58	0.9×10^5	1.51	0.33×10^5	1.58	0.26×10^5
1998-99	1.28	0.76×10^5	1.73	1.0×10^5	1.66	0.36×10^5	1.67	0.27×10^5
1999-00	2.41	1.43×10^5	1.80	1.1×10^5	1.79	0.39×10^5	1.66	0.28×10^5
2000-01	2.41	1.42×10^5	1.97	1.1×10^5	1.68	0.36×10^5	1.74	0.29×10^5
2001-02	2.39	1.40×10^5	1.93	1.1×10^5	1.72	0.38×10^5	1.71	0.29×10^5

	1		2	
	P_{int} ($gC\ m^{-2}\ d^{-1}$)	P_{int} ($TonC\ d^{-1}$)	P_{int} ($gC\ m^{-2}\ d^{-1}$)	P_{int} ($TonC\ d^{-1}$)
1997	0.45	4.90×10^4	0.43	0.93×10^4
1998	0.39	4.30×10^4	0.42	0.90×10^4
1999	0.43	4.70×10^4	0.45	0.97×10^4
2000	0.48	5.33×10^4	0.44	0.95×10^4
2001	0.45	4.90×10^4	0.42	0.90×10^4
2002	0.42	4.70×10^4	0.45	0.97×10^4

TablaXI.- Valores de Producción total integrada en la columna de agua por regiones en el Golfo de México entre los años 1997 y 2002 derivados de datos del SeaWIFS.

I			II			III		
Años	P_{int} (gC m ⁻² d ⁻¹)	P_{int} (TonC d ⁻¹)	Años	P_{int} (gC m ⁻² d ⁻¹)	P_{int} (TonC d ⁻¹)	Años	P_{int} (gC m ⁻² d ⁻¹)	P_{int} (TonC d ⁻¹)
1997			1997-98	0.27	2.8 x10 ⁵	1997	0.29	0.79 x10 ⁵
1998	0.50	0.93 x10 ⁵	1998-99	0.29	3.0 x10 ⁵	1998	0.27	0.73 x10 ⁵
1999	0.60	1.19 x10 ⁵	1999-00	0.28	3.0 x10 ⁵	1999	0.21	0.57 x10 ⁵
2000	0.50	0.93 x10 ⁵	2000-01	0.34	3.6 x10 ⁵	2000	0.28	0.76 x10 ⁵
2001	0.52	0.97 x10 ⁵	2001-02	0.31	2.3 x10 ⁵	2001	0.27	0.73 x10 ⁵
2002	0.51	0.93 x10 ⁵				2002	0.23	0.63 x10 ⁵

1			2		
Años	P_{int} (gC m ⁻² d ⁻¹)	P_{int} (TonC d ⁻¹)	Años	P_{int} (gC m ⁻² d ⁻¹)	P_{int} (TonC d ⁻¹)
1997-98	0.21	3.9 x10 ⁴	1997	0.25	2.6 x10 ⁵
1998-99	0.21	3.9 x10 ⁴	1998	0.30	3.2 x10 ⁵
1999-00	0.24	4.5 x10 ⁴	1999	0.25	2.6 x10 ⁵
2000-01	0.21	3.9 x10 ⁴	2000	0.27	2.8 x10 ⁵
2001-02	0.23	4.3 x10 ⁴	2001	0.24	2.5 x10 ⁵
			2002	0.26	2.7 x10 ⁵

Tabla XII.- Valores de Producción integrada en la columna de agua por regiones en el Golfo de California durante los años 1997-2002 derivados de datos del SeaWIFS.

	I		II		III		IV	
	P_{nueva} ($gC\ m^{-2}\ d^{-1}$)	P_{nueva} ($TonC\ d^{-1}$)	P_{nueva} ($gC\ m^{-2}\ d^{-1}$)	P_{nueva} ($TonC\ d^{-1}$)	P_{nueva} ($gC\ m^{-2}\ d^{-1}$)	P_{nueva} ($TonC\ d^{-1}$)	P_{nueva} ($gC\ m^{-2}\ d^{-1}$)	P_{nueva} ($TonC\ d^{-1}$)
1997-98	0.39	2.3×10^4	0.74	4.4×10^4	1.16	2.5×10^4	1.21	2.03×10^4
1998-99	0.42	2.5×10^4	0.78	4.6×10^4	1.27	2.7×10^4	1.27	2.1×10^4
1999-00	0.62	3.7×10^4	0.78	4.6×10^4	1.38	3.0×10^4	1.28	2.1×10^4
2000-01	0.61	3.6×10^4	0.84	4.9×10^4	1.34	3.0×10^4	1.34	2.3×10^5
2001-02	0.51	2.9×10^4	0.82	4.9×10^4	1.36	3.0×10^4	1.30	2.1×10^4

	1		2	
	P_{nueva} ($gC\ m^{-2}\ d^{-1}$)	P_{nueva} ($TonC\ d^{-1}$)	P_{nueva} ($gC\ m^{-2}\ d^{-1}$)	P_{nueva} ($TonC\ d^{-1}$)
1997	0.29	3.2×10^4	0.28	0.62×10^4
1998	0.25	2.8×10^4	0.28	0.60×10^4
1999	0.27	3.0×10^4	0.30	0.65×10^4
2000	0.31	3.4×10^4	0.28	0.60×10^4
2001	0.29	3.2×10^4	0.27	0.60×10^4
2002	0.27	3.0×10^4	0.27	0.60×10^4

Tabla XIII.- Valores de Producción de agua por regiones en el Golfo de México entre los años 1997 y 2002 derivados de datos del SeaWIFS.

I			II			III		
Años	P_{nueva} ($gC\ m^{-2}\ d^{-1}$)	P_{nueva} ($TonC\ d^{-1}$)	Años	P_{nueva} ($gC\ m^{-2}\ d^{-1}$)	P_{nueva} ($TonC\ d^{-1}$)	Años	P_{nueva} ($gC\ m^{-2}\ d^{-1}$)	P_{nueva} ($TonC\ d^{-1}$)
1997	—	—	1997-98	0.016	1.70×10^4	1997	0.24	6.5×10^4
1998	0.43	8.0×10^4	1998-99	0.017	1.80×10^4	1998	0.22	6.0×10^4
1999	0.52	9.7×10^4	1999-00	0.017	1.80×10^4	1999	0.20	5.4×10^4
2000	0.43	8.0×10^4	2000-01	0.020	2.10×10^4	2000	0.23	6.2×10^4
2001	0.45	8.4×10^4	2001-02	0.018	1.90×10^4	2001	0.22	6.0×10^4
2002	0.42	7.9×10^4				2002	0.20	5.4×10^4

1			2		
Años	P_{nueva} ($gC\ m^{-2}\ d^{-1}$)	P_{nueva} ($TonC\ m^{-2}\ d^{-1}$)	Años	P_{nueva} ($gC\ m^{-2}\ d^{-1}$)	P_{nueva} ($TonC\ m^{-2}\ d^{-1}$)
1997-98	0.18	3.3×10^4	1997	0.015	1.6×10^4
1998-99	0.18	3.3×10^4	1998	0.018	1.9×10^4
1999-00	0.21	3.9×10^4	1999	0.015	1.6×10^4
2000-01	0.18	3.3×10^4	2000	0.016	1.7×10^4
2001-02	0.20	3.7×10^4	2001	0.015	1.6×10^4
			2002	0.014	1.5×10^4

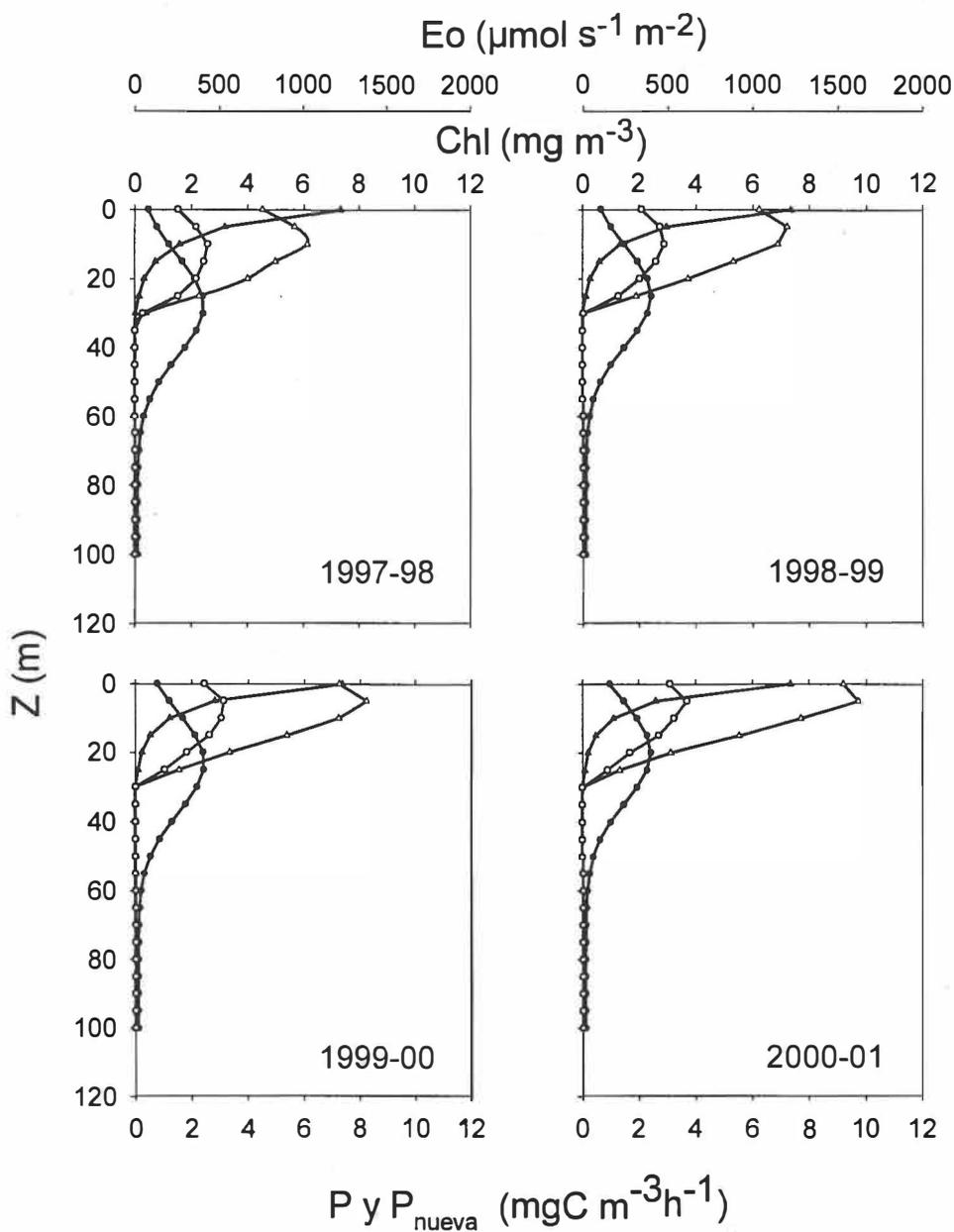


Figura 23.- Ejemplos de perfiles de Chl (círculos negros), irradiancia (triángulos negros), productividad primaria (triángulos blancos) y producción nueva (círculos blancos), calculados a partir de las concentraciones superficiales de clorofila derivadas del SeaWiFS por los años 1997-2000 en la región I en el golfo de California.

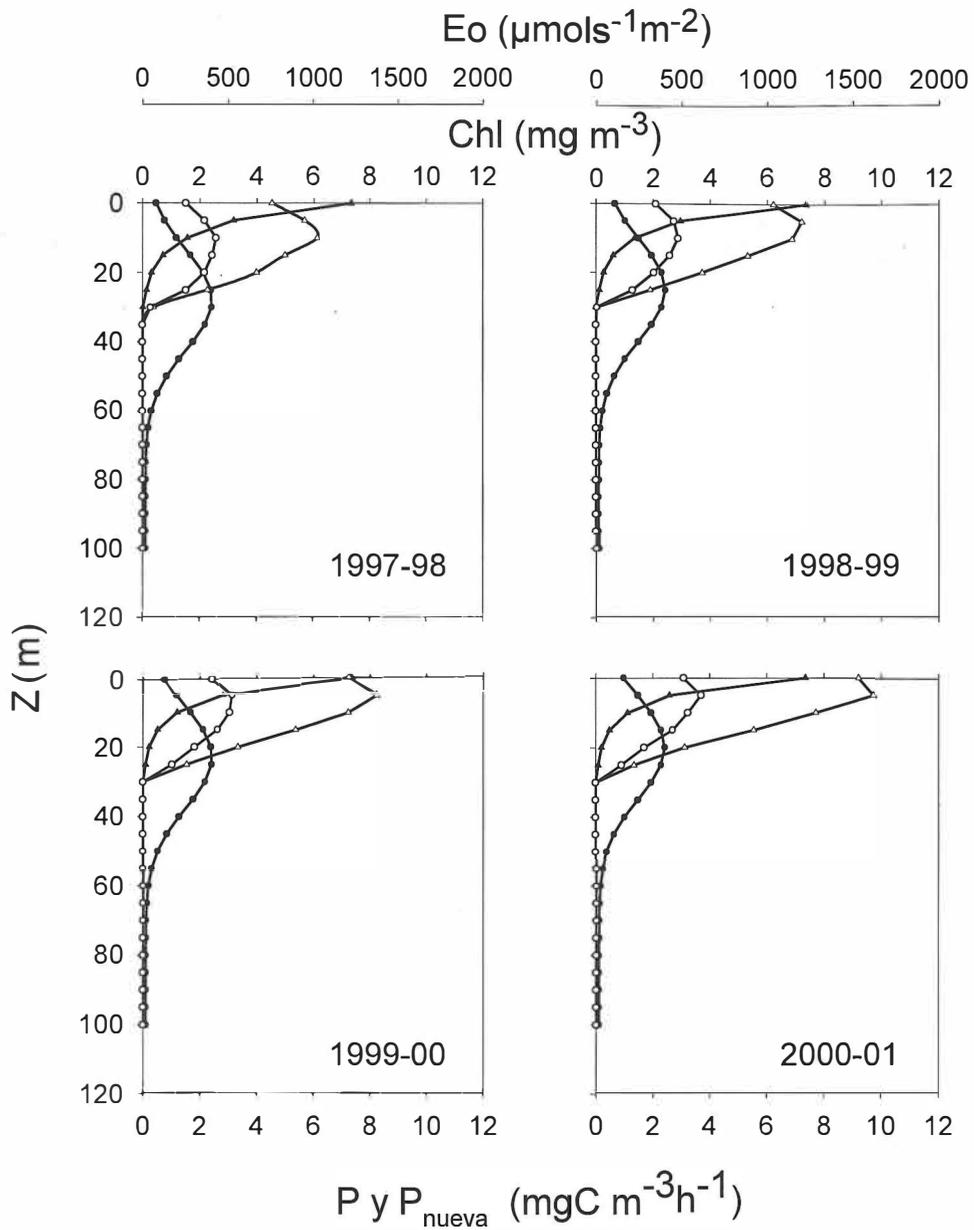


Figura 24.- Ejemplos de perfiles de Chl (círculos negros), irradiancia (triángulos negros), productividad primaria (triángulos blancos) y producción nueva (círculos blancos), calculados a partir de las concentraciones superficiales de clorofila derivadas del SeaWiFS por los años 1997-2000 en la región II en el golfo de California.

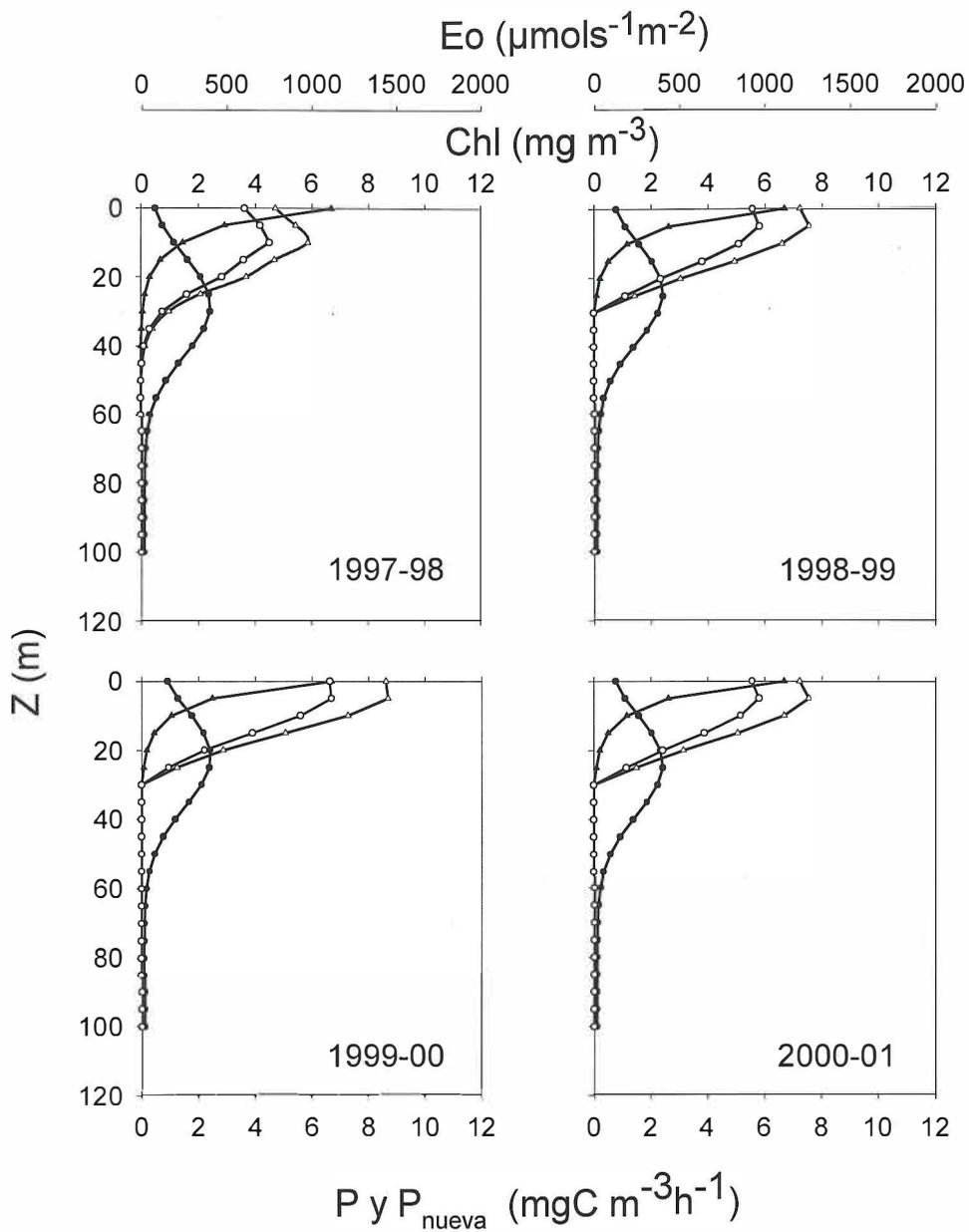


Figura 25.- Ejemplos de perfiles de Chl (círculos negros), irradiancia (triángulos negros), productividad primaria (triángulos blancos) y producción nueva (círculos blancos), calculados a partir de las concentraciones superficiales de clorofila derivadas del SeaWiFS por los años 1997-2000 en la región III en el golfo de California.

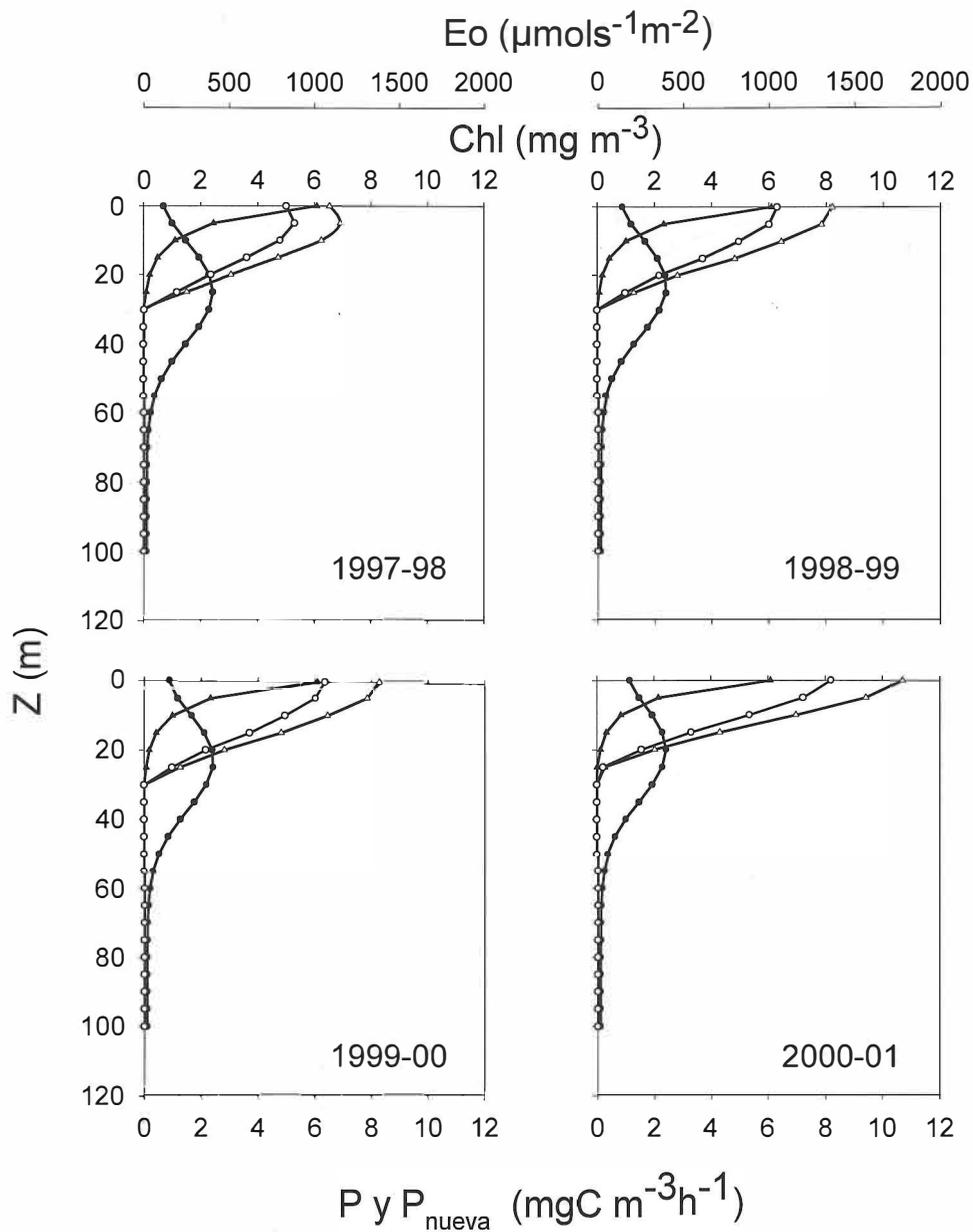


Figura 26.- Ejemplos de perfiles de Chl (círculos negros), irradiancia (triángulos negros), productividad primaria (triángulos blancos) y producción nueva (círculos blancos), calculados a partir de las concentraciones superficiales de clorofila derivadas del SeaWIFS por los años 1997-2000 en la región IV en el golfo de California.

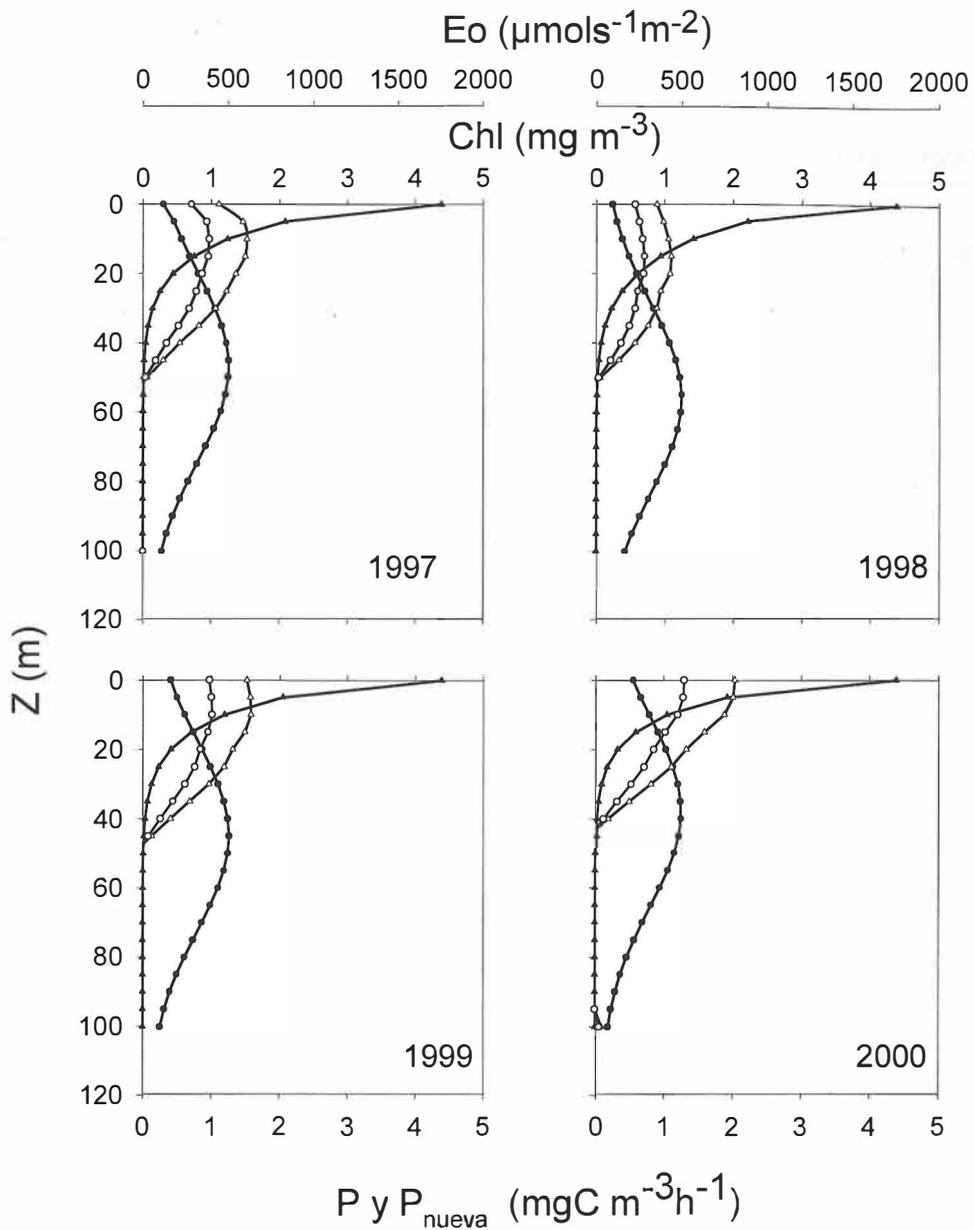


Figura 27 .- Ejemplos de perfiles de Chl (círculos negros), irradiancia (triángulos negros), productividad primaria (triángulos blancos) y producción nueva (círculos blancos), calculados a partir de las concentraciones superficiales de clorofila derivadas del SeaWIFS por los años 1997-2000 en la región 1 en el golfo de California.

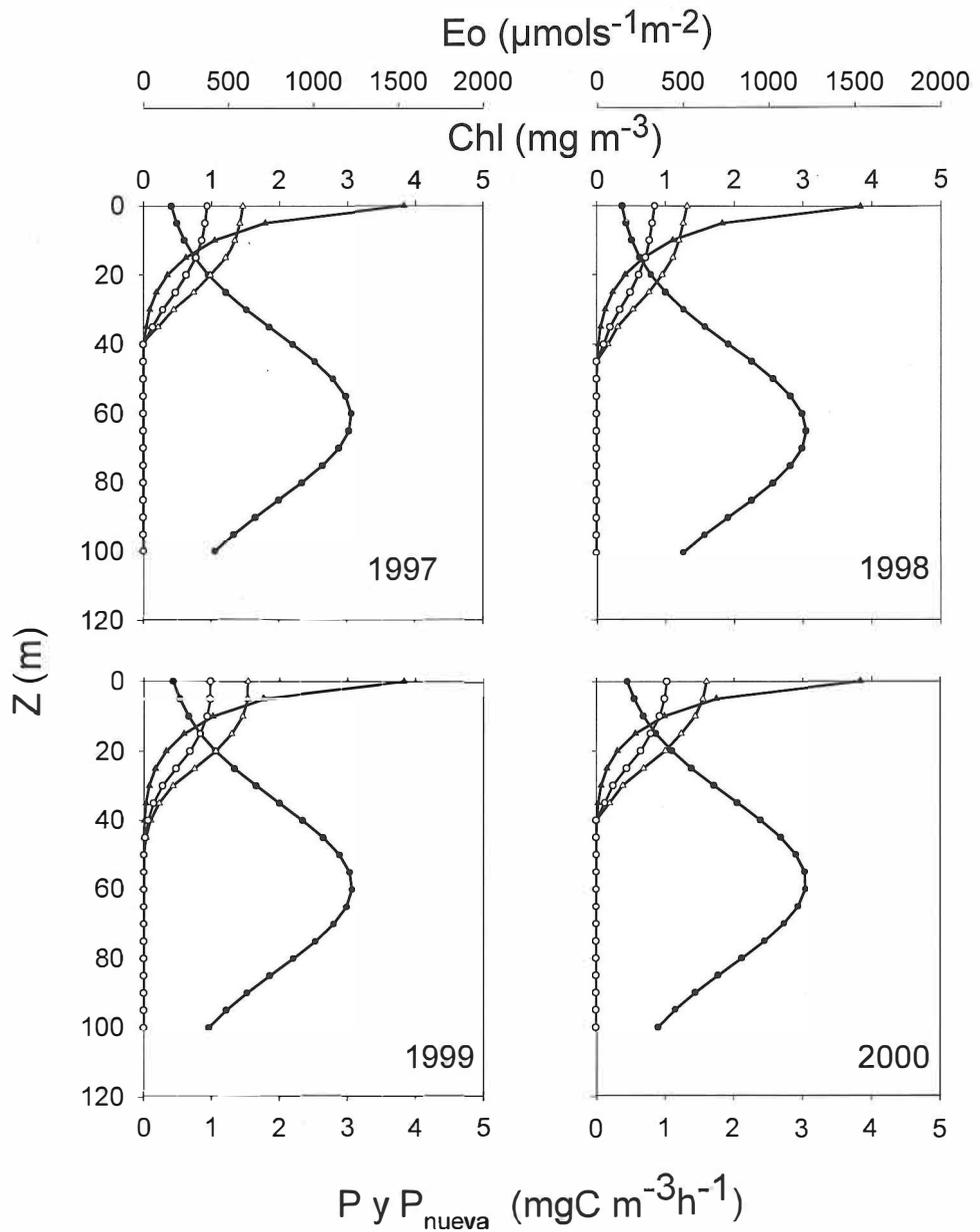


Figura 28 .- Ejemplos de perfiles de Chl (círculos negros), irradiancia (triángulos negros), productividad primaria (triángulos blancos) y producción nueva (círculos blancos), calculados a partir de las concentraciones superficiales de clorofila derivadas del SeaWiFS par los años 1997-2000 en la región 2 en el golfo de California.

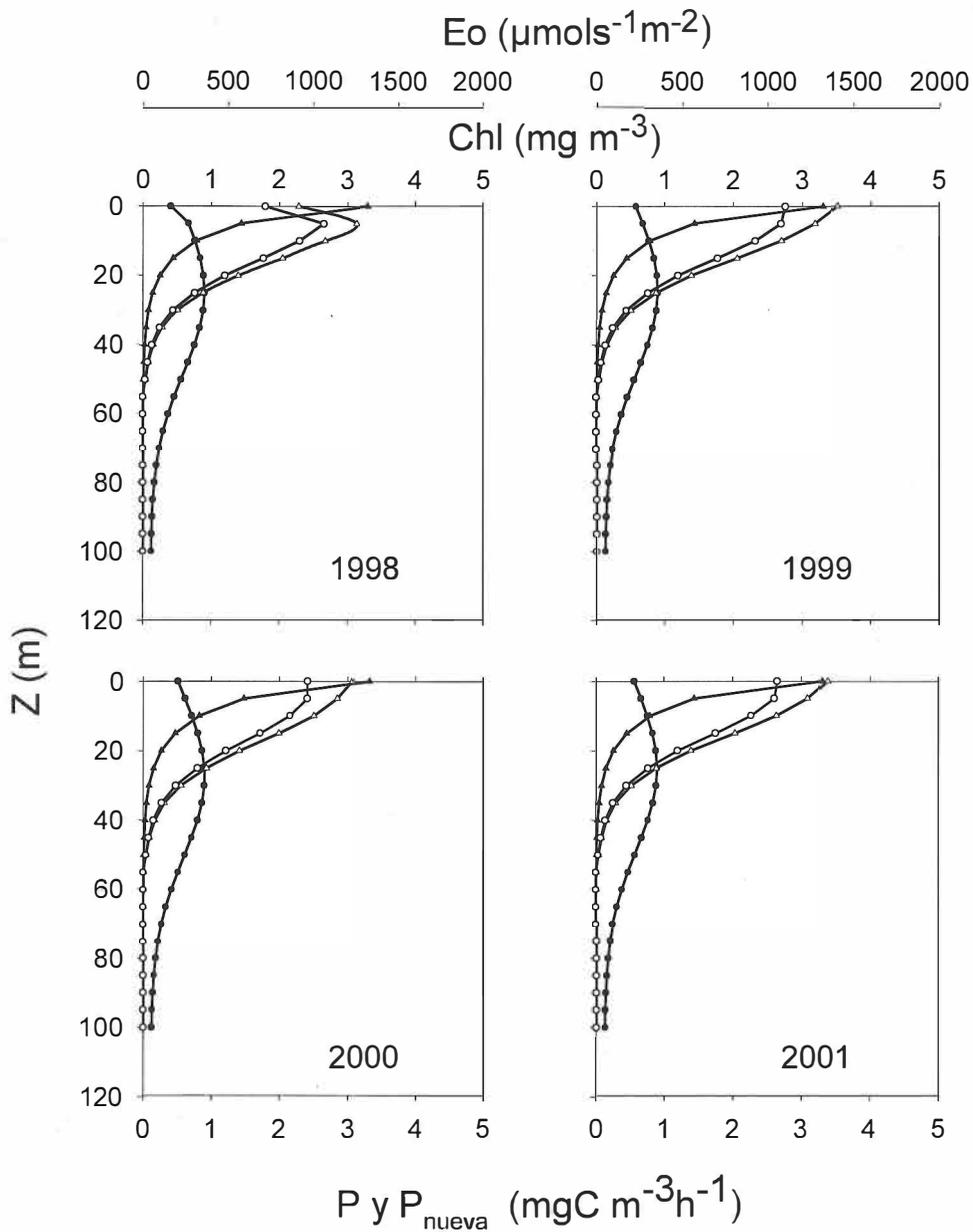


Figura 29 .- Ejemplos de perfiles de Chl (círculos negros), irradiancia (triángulos negros), productividad primaria (triángulos blancos) y producción nueva (círculos blancos), calculados a partir de las concentraciones superficiales de clorofila derivadas del SeaWIFS por los años 1997-2000 en la región I en el golfo de México.

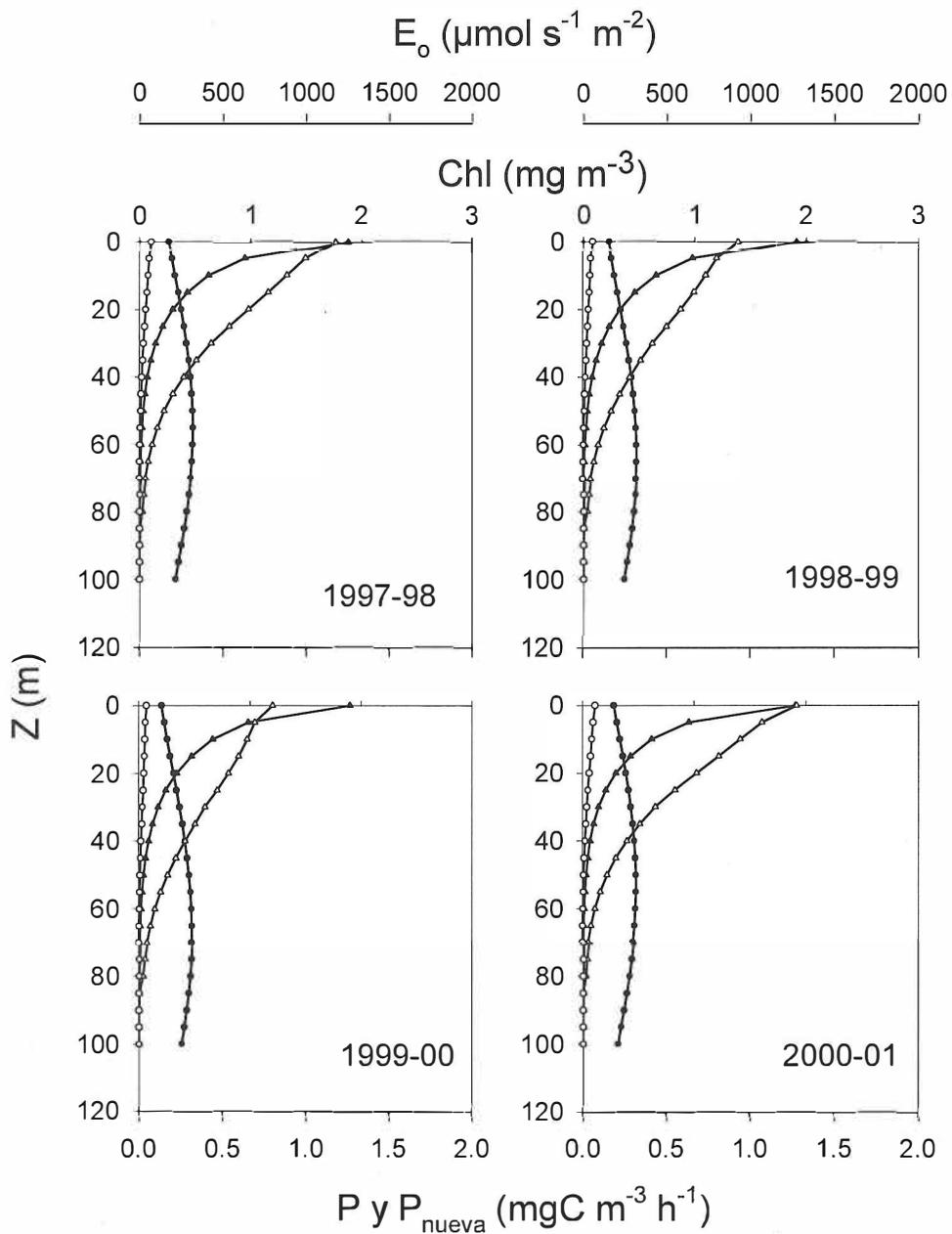


Figura 30.- Ejemplos de perfiles de Chl (círculos negros), irradiancia (triángulos negros), productividad primaria (triángulos blancos) y producción nueva (círculos blancos), calculados a partir de las concentraciones superficiales de clorofila derivadas del SeaWiFS por los años 1997-2000 en la región II en el golfo de México.

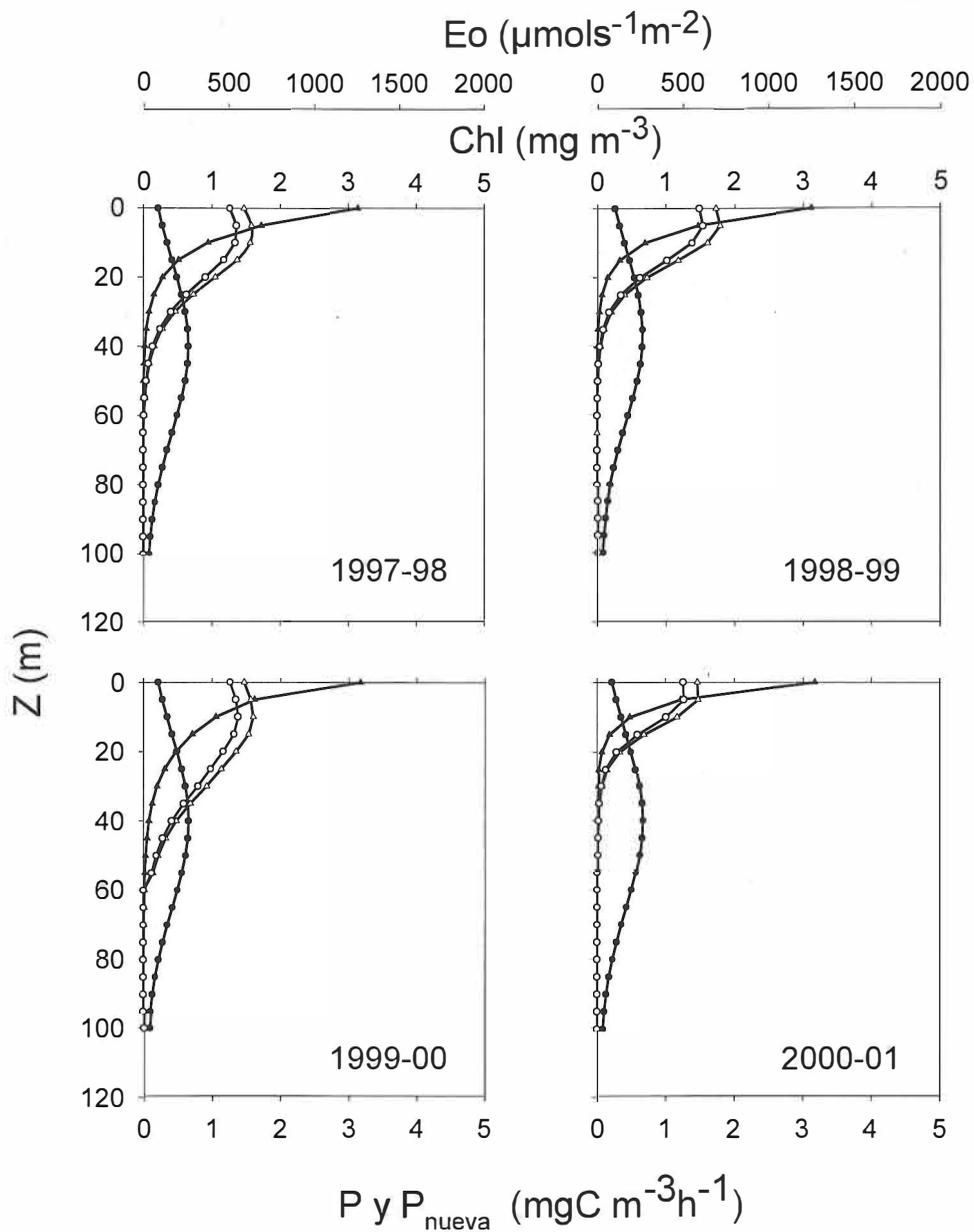


Figura 31.- Ejemplos de perfiles de Chl (círculos negros), irradiancia (triángulos negros), productividad primaria (triángulos blancos) y producción nueva (círculos blancos), calculados a partir de las concentraciones superficiales de clorofila derivadas del SeaWiFS par los años 1997-2000 en la región III en el golfo de México.

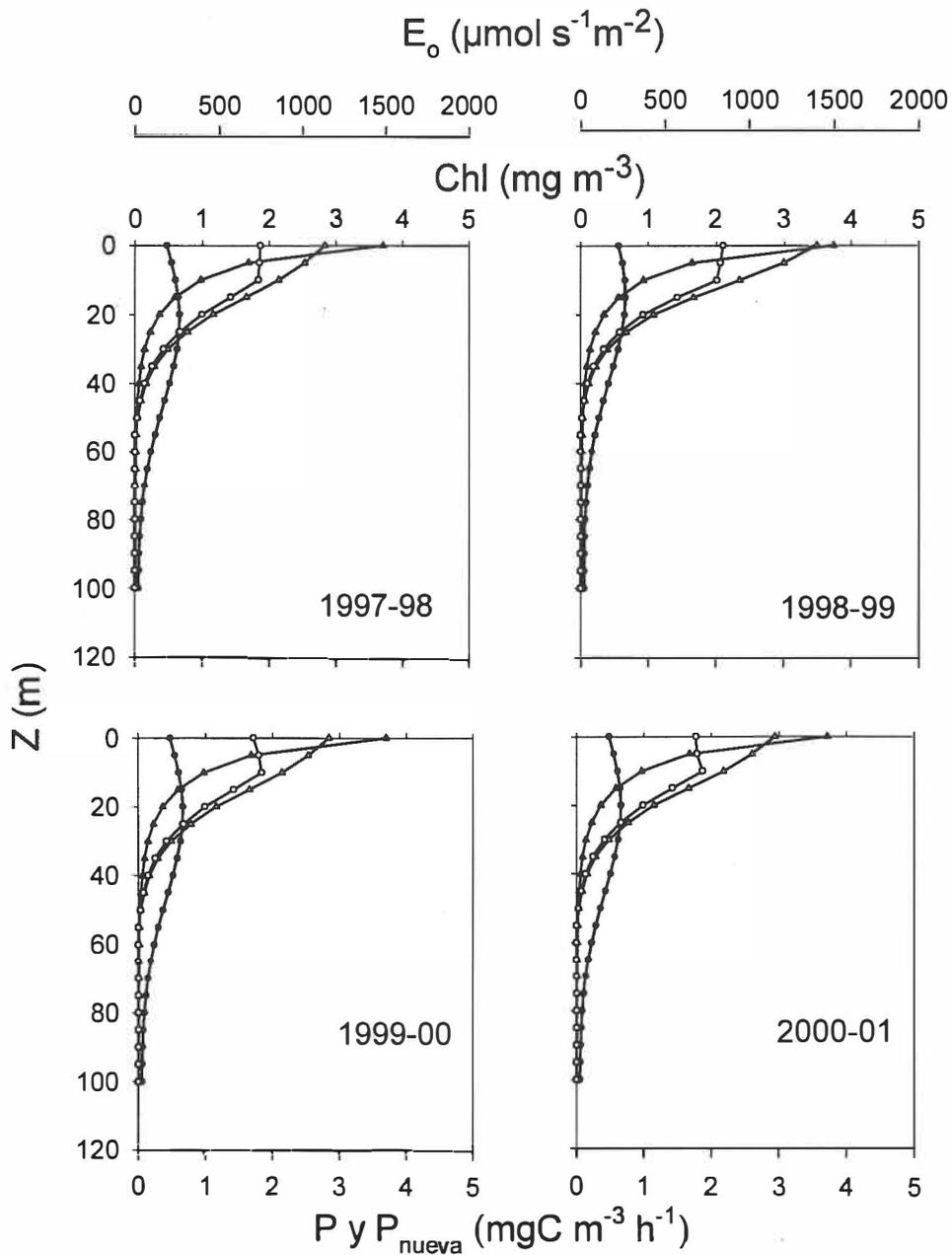


Figura 32.- Ejemplos de perfiles de Chl (círculos negros), irradiancia, (triángulos negros), productividad primaria (triángulos blancos) y producción nueva (círculos blancos), calculados a partir de las concentraciones superficiales de clorofila derivadas del SeaWiFS por los años 1997-2000 en la región 1 en el golfo de México.

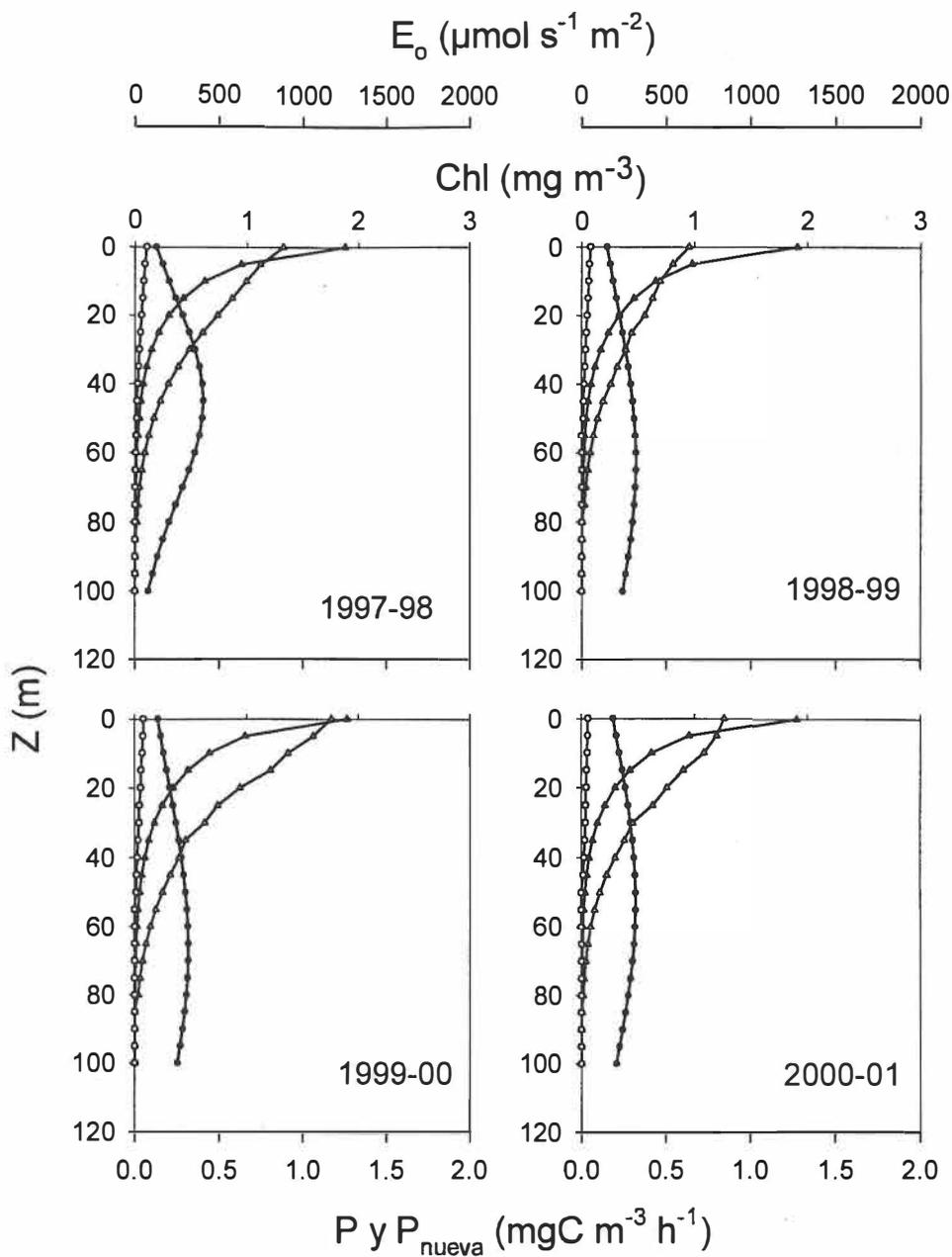


Figura 33.- Ejemplos de perfiles de Chl (círculos negros), irradiancia (triángulos negros), productividad primaria (triángulos blancos) y producción nueva (círculos blancos), calculados a partir de las concentraciones superficiales de clorofila derivadas del SeaWiFS por los años 1997-2000 en la región 2 en el golfo de México.

IV. DISCUSIONES

La aplicación de un algoritmo para estimar P a escalas regionales requiere del conocimiento de los valores promedios representativos de los parámetros fisiológicos del fitoplancton, la distribución vertical de su biomasa en la columna de agua (representada por $Chl_{(z)}$) y la distribución vertical de la cantidad y calidad de la luz para la región en particular. Platt y Sathyendranath (1988) propusieron dividir el océano en provincias biogeográficas dinámicas, dentro de las cuales los parámetros P-E y la estructura biológica de la columna de agua sean conocidos y prácticamente invariantes para una época dada. Los valores de estos parámetros pueden establecerse en función de alguna variable ambiental accesible a los sensores remotos o con el promedio de una base de datos históricos. Sin embargo, el problema es que no existen funciones *a priori* estimadoras de los parámetros y las bases de datos son escasas y heterogéneas (Platt *et al.*, 1995). Sathyendranath *et al.* (1995) indicaron que la mayoría de las fronteras entre las regiones biogeográficas separan zonas con valores de Z_m significativamente diferentes, y esto es lo que precisamente sucede con las regiones del Golfo de California y del Golfo de México que se han definido en el presente trabajo.

El Golfo de California ha sido dividido en regiones de acuerdo a criterios diferentes. Las cuatro regiones definidas para la época fría en este trabajo coinciden con las propuestas por Gilbert y Allen (1943) quienes se basaron en la abundancia de organismos fitoplanctónicos durante invierno-primavera. Otros autores han utilizado restos de fitoplancton en sedimentos superficiales (Round, 1967) y las características físicas de la columna de agua durante "invierno" (Gaxiola-Castro *et al.*, 1995) para

arribar a una división muy similar. Santamaría-del-Angel *et al.* (1994) utilizaron la variación temporal de pigmentos fotosintéticos derivados de satélite para proponer tantas como catorce regiones. Estas regiones numerosas resultaron porque estos últimos autores analizaron no sólo la distribución espacial de los pigmentos fotosintéticos sino también su variación temporal fina. Generaron series de tiempo de ocho años con composiciones semanales de datos del Coastal Zone Color Scanner (CZCS). Para el propósito de definir regiones para aplicar modelos para estimar la producción primaria con base en datos de satélite, entre más grandes sean las regiones mejor. Por ejemplo, para el propósito de modelar la producción primaria Valdez-Holguín *et al.* (1998) propusieron medias de los parámetros fotosintéticos (a partir de curvas fotosíntesis-irradiancia) para todo el Sistema de la Corriente de California, y Valdez-Holguín *et al.* (1999) propusieron medias de parámetros fotosintéticos para todo el Golfo de California como una sola región. Mientras que Millán-Núñez *et al.* (1997) propusieron seis regiones en el Sistema de la Corriente de California para el propósito de caracterizar el perfil vertical de la biomasa fitoplanctónica. Ulloa (2000) utilizó la división propuesta por Santamaría-del-Angel *et al.* (1994) para construir modelos de regresión para estimar los parámetros Gaussianos para las catorce regiones, pero en muchas de ellas manejó muy pocos grados de libertad por la escasez de datos.

La división del año en condiciones de “invierno” y de “verano” (épocas fría y caliente) para el Golfo de California se ha realizado desde la literatura generada en los años 1960s (*v.g.*: Roden, 1964; Robinson, 1973). Esta división temporal básicamente se basa en el efecto de los vientos predominantes del noroeste durante “invierno” que causan surgencias intensas en la costa oriental del Golfo, desde el norte de Sonora

hasta Cabo Corrientes (Alvarez-Borrego, 2001), y en el efecto de los vientos predominantes del sureste en “verano” que intensifican la entrada al Golfo del Agua Superficial Ecuatorial, más caliente y oligotrófica, y que causan surgencias con efectos muy débiles en la costa de la península de Baja California (Santamaría-del-Angel *et al.*, 1999).

Desde el punto de vista fisiográfico el Golfo de México ha sido dividido en diferentes regiones. Un denominador común de esta división es que toda la zona de la plataforma continental queda enmarcada en una gran región que a su vez es subdividida en otras, y que es separada de la parte oceánica por la isóbata de 200 m (Suárez, 1993; y otros citados por él). Esto concuerda parcialmente con la división planteada en este trabajo en tres regiones: las dos costeras (I y III) y la oceánica (II). La plataforma hasta la isóbata de 200 m es amplia en la parte norte y oriental americana (región III) y en la parte sur y suroriental (región I), pero es relativamente estrecha en la parte occidental mexicana. El resultado de dividir el año en dos épocas para la región oceánica, una “fría” (invierno-primavera) y otra “caliente” (verano-otoño), es consistente con los datos del CZCS presentados por Biggs y Müller-Karger (1994), ya que las concentraciones mayores de clorofila de la porción oeste del Golfo de México se observaron durante invierno-primavera.

Una limitación importante de este estudio es el tipo de datos utilizados, en ninguno de los reportes de las bases de datos utilizadas se contó con información referida a los errores, intervalos de variación a cierto nivel de confianza, etc; esto implica que en este trabajo es imposible hacer un análisis de los errores, sin embargo nótese que en todos los casos se trabajó con las medias y el teorema del Límite Central

nos dice que las medias son mas precisas que las observaciones individuales y que el error estándar y la desviación estándar de la media disminuyen a medida que aumenta el tamaño de la muestra, de aquí que una de las principales dificultades de este estudio es el número de perfiles que se tienen para ciertas regiones y épocas del año como es el caso del verano en el Golfo de California. Por otro lado los datos utilizados son discretos, es decir, se basan en análisis de muestras de agua tomadas con botellas. El método de medición de fluorescencia "in vivo" con flujo continuo hizo posible el observar que el fitoplancton a veces se concentra en capas que a menudo no se detectan con los esquemas tradicionales de muestreo por botellas (Strickland, 1968). Diferentes autores han observado movimientos verticales de estas capas (Gieskes *et al.*, 1978). Desafortunadamente no se tuvieron datos disponibles de perfiles de $Chl_{(z)}$ generados por fluorometría de flujo continuo para las áreas de estudio.

Los datos de Chl derivados de HPLC (High Performance Liquid Cromatography) proveen mejores estimaciones que los métodos fluorométricos. Sin embargo, todavía no existen bancos de datos de Chl derivados de HPLC accesibles y con información abundante para el tratamiento que aquí se ha hecho. Como se mencionó anteriormente, de acuerdo con lo reportado por Trees *et al.* (2000) los datos de clorofila medidos con fluorómetros concuerdan muy bien con los de HPLC.

El perfil vertical de clorofila responde a los cambios en la estructura física de la columna de agua. En el Golfo de California, en la época "fría" hay una estratificación relativamente débil de la columna de agua y se presentan valores elevados de Chl_s y Chl_m ; mientras que en la época "caliente" se observa una fuerte estratificación de la

columna de agua y los valores de Chl_s y Chl_m son relativamente bajos. Durante la época fría, en la zona de las grandes islas y al norte de éstas se observan las temperaturas menores del Golfo de California y los valores más elevados de Chl_s y Chl_m , mientras que el MPC es más somero y en ocasiones alcanza la superficie. Robinson (1973) y Soto-Mardones *et al.* (1999) reportaron que la zona de las grandes islas presenta las más bajas temperaturas superficiales de todo el Golfo de California, con excepción del Alto Golfo de California que es el triángulo somero adyacente al delta del río Colorado (Alvarez Borrego *et al.*, 1973). En la región de las grandes islas hay procesos de mezcla debido al efecto combinado de las corrientes de marea y la batimetría, principalmente por los estrechos entre las islas y los umbrales entre las cuencas. En los umbrales de la zona de Angel de la Guarda y Tiburón ocurre la más alta velocidad de disipación de energía de marea y la estratificación se reduce pero no se produce mezcla vertical completa (Argote *et al.*, 1995). La mínima y máxima estratificación ocurre 2-3 días después de las mareas vivas y muertas, respectivamente (Simpson y Browsers, 1981). Simpson *et al.* (1994) reportaron que en verano, durante post marea viva la temperatura superficial en el umbral entre las islas San Lorenzo y San Esteban tiene un enfriamiento de 4 °C con relación a post marea muerta. Estas aguas superficiales relativamente “frías” son ricas en nutrientes (Cortés Lara *et al.*, 1999). Este tipo de fenómeno hace que el Golfo de California se divida en dos regiones en verano (1 y 2) a pesar de las altas temperaturas que se dan en general en esta época. Simpson *et al.* (1994) y Cortés Lara *et al.* (1999) reportaron que en los umbrales no existe advección unidireccional vertical, sino una mezcla que genera un campo

complejo que tiene el efecto de generar relativamente altas concentraciones de clorofila.

El Golfo de México es mucho menos dinámico que el de California. Mientras que las temperaturas más altas fueron similares en ambas áreas de estudio, las temperaturas superficiales promedio de la época "fría" del Golfo de México no presentaron valores por debajo de 23 °C, comparadas con hasta <17 °C en el de California. En general, el Golfo de México es mucho más oligotrófico que el de California, con valores de Chl medida en cruceros hasta más de un orden de magnitud más bajos para el Golfo de México. La variabilidad temporal de la concentración de Chl_s presenta un comportamiento en la región de Yucatán directamente relacionado con la evolución anual del efecto fertilizador del afloramiento de esta zona. Si bien la máxima intensidad del afloramiento ocurre en primavera, el pico de biomasa se encuentra entre primavera y verano. Esto en principio sugiere la existencia de un desfaseamiento entre el ascenso de aguas ricas en nutrientes a la zona eufótica y el desarrollo máximo de la biomasa fitoplanctónica, lo cual concuerda con lo que sucede en otras zonas de surgencia (Estrada, 1974; Cushing y Walsh, 1976; Cullen *et al.*, 1983). En la región Yucatán, existen procesos causantes de la disminución de la concentración media de pigmentos fotosintéticos de la época "fría" (primavera-verano) a la "caliente" (otoño-invierno) que incluyen el hundimiento de los organismos y el transporte hacia la parte oceánica por procesos de advección horizontal (Steele y Yentsch, 1960; Steele, 1962; Suman y Lorenzen, 1975; Parsons *et al.*, 1977).

Muller-Karger *et al.* (1991) analizaron la variabilidad de la PCM en el Golfo de México con datos del período 1914-1985, y observaron que la variación interanual en el Golfo de México es pequeña, sin embargo existe una clara diferencia entre las partes este y oeste del golfo, lo cual se atribuye a la intrusión de agua caliente proveniente del Caribe, vía la Corriente de Lazo.

El hundimiento del MPC (Z_m más grande) en aguas más calientes, observado en los Golfos de California y de México, es un fenómeno universal y ha sido ampliamente reportado por otros autores (Dandonneau, 1979; Cullen y Eppley, 1981). Valdez-Holguín *et al.* (1999) observaron el hundimiento del MPC en la Cuenca de Guaymas del Golfo de California durante el verano, asociado a bajas concentraciones de nutrientes y temperaturas muy elevadas. Lara-Lara *et al.* (1984) y Cervantes-Duarte *et al.* (1993) han señalado que la zona eufótica es típicamente más profunda en el sur que en el norte del Golfo de California. Durante la época caliente, con condiciones oligotróficas, persiste un MPC más marcado (Varela *et al.*, 1992). Cortés Lara (1998) reportó para la región de las grandes islas del Golfo de California en verano el MPC muy cercano a la superficie durante mareas vivas con aguas menos calientes, mientras que con mareas muertas y aguas más calientes observó un hundimiento del máximo de Chl.

Algunas de las causas que permiten el mantenimiento del MPC son la adaptación del fitoplancton a bajas irradiancias (Anderson, 1969), que causa un incremento en el contenido celular de clorofila y no un incremento en la abundancia (Taguchi *et al.*, 1988), el decremento en la picnoclina de la tasa de hundimiento de las células de fitoplancton carentes de nutrientes (Takahashi y Hori, 1984), y la asociación

de la nutriclina con la picnoclina en el fondo de la capa de mezcla (Banse, 1987). Sin embargo, existen otros mecanismos que se han sugerido como explicación de la formación y mantenimiento del MPC. Lorenzen (1967) y Hobson y Lorenzen (1972) sugirieron que el MPC es generado por la diferencia de pastoreo en diferentes profundidades, y la adaptación a la luz y cambio de composición taxonómica. Así mismo, el efecto de mecanismos físicos ha sido analizado al estudiar la influencia del viento en el incremento del transporte de nutrientes (Clein y Coste, 1984), la profundidad de la capa de mezcla (Kiefer y Kremer, 1981) y la influencia de ondas internas (Holloway y Demnan, 1989).

La variabilidad de los parámetros del perfil vertical de clorofila se debe fundamentalmente a cambios en las características físicas y químicas de la columna de agua. La distribución del perfil está determinada por los cuatro parámetros de la curva Gaussiana, y el cambio o variación de uno o varios de ellos genera un perfil diferente. Con más de 3000 perfiles de $Chl_{(z)}$, Millán-Núñez *et al.* (1997) no pudieron construir modelos de regresión para el parámetro Gaussiano σ , para la mayoría de las regiones en que ellos dividieron al Sistema de la Corriente de California; y en algunos casos tampoco pudieron construir modelos para Chl_0 . Sathyendranath *et al.* (1995) encontraron una correlación entre la Chl_s y Z_m en el Atlántico con una $r = -0.623$, mientras que el coeficiente de correlación para Chl_s versus σ fue 0.116 (no significativo). Estos últimos autores concluyeron que σ muestra un comportamiento impredecible mediante modelos empíricos de regresión y que se deben utilizar medias representativas del mismo para cada región y época. Millán-Núñez *et al.* (1997)

indicaron que en aquellos casos en los que las regresiones no son significativas, se deben usar las medias de los parámetros correspondientes a cada región y época del año. En este trabajo, debido a la escasez de datos no se pudo encontrar una correlación satisfactoria entre los parámetros Gaussianos y las propiedades superficiales que pueden ser derivadas de sensores remotos. Por lo cual se propone utilizar medias de Chl_o , h y σ para cada región y época (tablas III y VI), y la ecuación 2 en conjunto con el valor de Chl_{sat} para estimar Z_m , y así poder calcular el perfil de $Chl(z)$ representativo.

Las alternativas propuestas para predecir los perfiles verticales de Chl tienen sus inconvenientes. Utilizar las ecuaciones de regresión de Z_m versus PCM ó ϕ_s , sólo sería viable si las variables derivadas de los sensores remotos tales como T_s permitieran un estimado satisfactorio del valor de la PCM ó ϕ_s . Sin embargo, con nuestros datos estos parámetros muestran una baja correlación con T_s . Fiedler (1988) encontró para el Sistema de la Corriente de California una relación entre T_s , T_{sat} y PCM. La posibilidad podría ser explorar con una base de datos más amplia de las áreas de estudio, pero el desarrollo de algoritmos para calcular PCM y ϕ_s , para los Golfos de México y California, a partir de variables como T_s está más allá de los alcances de esta tesis.

El norte del Golfo de México recibe aporte de agua de uno de los ríos más grandes del mundo. Maul (1990) indicó que el aporte de agua del río Mississippi contribuye en 40% al volumen total de agua proveniente de los diferentes ríos que desembocan en esta región. Walsh *et al.* (1989) indicaron que el Mississippi contribuye

con 7% del abastecimiento total de nitrógeno a las aguas superficiales del golfo. Rabalais (1992) mostró el efecto de eutricación en un número considerable de estuarios en la parte norte del Golfo de México, y sugirió que el aporte de ríos con nutrientes antropogénicos es un problema común en las aguas del norte del golfo, y que las altas concentraciones observadas en la porción norte del golfo muestran el efecto que el Mississippi, Atchafalaya, Mivil y otros ríos tienen sobre esta región.

El impacto que tiene la intrusión de la Corriente de Lazo en la distribución de la concentración de nutrientes en el Golfo de México es substancial. Basado en el balance de sal para el Golfo, Maul (1978) sugirió que ~10% del influjo de las aguas provenientes de la Corriente de Lazo son intercambiadas con el exterior del golfo. Walsh *et al.* (1989) estimaron que el aporte de nitrato de las aguas provenientes de la parte exterior del golfo es un orden de magnitud mayor que los nitratos provenientes del Mississippi, sin embargo el impacto de aquellos sobre las márgenes continentales depende de la frecuencia de la intrusión de la Corriente de Lazo. Walsh *et al.* (1989) también estimaron que en el Golfo de México ~20% del nitrógeno abastecido a las aguas superficiales proviene de surgencias y difusión por remolinos. Así mismo, ha sido observado que la intrusión de la Corriente de Lazo sobre el margen continental del noreste del golfo causa surgencias de aguas ricas en nutrientes. Sin embargo este no es el único proceso, Sahl *et al.* (1992) observaron surgencias de aguas ricas en nutrientes que pueden atribuirse a corrientes inducidas de fondo (Hsueh y OBrien, 1971). En el Banco de Campeche la surgencia puede estar relacionada con la inclinación de las isopícnas asociadas con la Corriente de Yucatán (Furnas y Smayda 1987).

Biggs (1992) encontró que los giros anticiclónicos provenientes de la Corriente de Lazo disminuyen los nitratos de la superficie a 100 m causando baja productividad. Sin embargo en la periferia de estos giros y asociado a los remolinos ciclónicos hay un incremento substancial en la concentración de nitratos y por consiguiente de la productividad. El afloramiento de Yucatán produce un efecto fertilizador sobre el agua de la plataforma de Yucatán y en consecuencia se observa un incremento en la Chl_s en esta región, en la época "fría", con relación al resto del Golfo de México. Aunque el promedio de Chl_s es mayor sólo un orden de magnitud en la época "fría" que en la "caliente" para la región de Yucatán, las máximas concentraciones medidas en cruceros durante primavera-verano (época fría) en esta región muestran valores varios órdenes de magnitud por encima de los encontrados durante otoño-invierno, época en la cual se observan valores característicos de aguas oligotróficas y una distribución vertical de Chl casi homogénea. Mientras que la Chl_m es máxima en primavera, la Chl_s máxima se presenta en verano, lo cual se atribuye a las características de esta surgencia. Merino (1992) demostró que esta surgencia es de tipo subsuperficial, razón por la cual a pesar de que en el mes de abril se produce el máximo aporte de agua fría con alta concentración de nutrientes, no es hasta el verano cuando se observan las altas concentraciones de Chl_s , una explicación pudiera estar basada en el hecho que durante el evento de surgencia hay demasiada turbulencia y las células de fitoplancton se mueven en la columna de agua, sin embargo, en verano cuando el agua ya está más estratificada las células de fitoplancton se han aclimatado y hay la cantidad de luz y nutrientes suficientes para que estas alcancen a acondicionarse y se obtienen los

máximos de Chl_s . Otra probable explicación a las altas Chl_s durante el verano es el efecto que tienen los Ríos Usumacinta y Grijalva sobre la plataforma de Yucatán los cuales durante el verano descargan los más altos volúmenes de agua al océano (mayores de todo el año) por las intensas lluvias que ocurren durante esta época en la región. Si se comparan los valores de Chl_m para primavera y verano son muy similares (no ilustrado). Merino (1992) reportó que el máximo de clorofila en la plataforma de Yucatán está ubicado muy cerca de la termoclina que separa las dos capas de agua presentes en la plataforma, así mismo este máximo está claramente asociado a una nitratoclina abrupta, en forma similar a lo reportado por Cullen (1982) para zonas neríticas durante el verano. Esto significa que el incremento en el fitoplancton causado por el afloramiento es mayor precisamente en la interfase entre el agua aflorada y el agua superficial. El patrón vertical entonces, es explicable por el balance entre la limitación por luz y por nutrientes, de manera similar a lo reportado por Holligan *et al.* (1984).

La estimación de la clorofila integrada en la columna de agua a partir de la clorofila superficial es complicada. La variación en espacio y tiempo de los perfiles así lo demuestran, por lo que resulta indispensable para trabajos futuros la generación de nuevos perfiles de clorofila con muestreos *in situ*, para lograr un enriquecimiento de datos y mejor ajuste de los modelos que a partir de imágenes satelitales tratan de predecir la P de una región.

Furnas y Smayda (1987) reportaron que para el área de Yucatán la $Z_{(1\%)} = 70$ m. En todos los casos aquí analizados para esta región, el MPC estuvo por encima de

este valor ($Z_m < 70$ m), lo cual coincide con lo reportado por estos autores quienes lo ubicaron entre el 10 y el 14 % de intensidad de la luz con relación a la incidente en la superficie, debido a la presencia de concentraciones elevadas de nutrientes a estas profundidades.

El aporte de nutrientes por los ríos Mississippi y Atchafalaya es en gran medida responsable de los valores de Chl_s encontrados en las estaciones hidrográficas que se ubican en la región III, denominada Mississippi. Aunque se observaron valores ligeramente más elevados de Chl_s durante primavera y verano (coincidentes con el aporte máximo del río), no existen diferencias significativas desde el punto de vista estadístico de ésta y otras variables como Chl_m y Z_m para esta región con respecto a las diferentes estaciones, por lo que no hay diferencias entre épocas del año. Lohrenz *et al.* (1990), Riley (1937), Sklar y Tunner (1981) y Thomas y Simmons (1960) atribuyeron a los ríos Mississippi y Atchafalaya altas concentraciones de nutrientes que a su vez producen valores relativamente altos de P_{nueva} . Mientras que P de esta región (III) es similar y aún a veces menor que la oceánica (II), con una f mucho mayor para la región Mississippi (de hasta 0.88 como promedio para toda la zona eufótica), P_{nueva} para la región III es más de un orden de magnitud mayor que la de la región II (tablas XI y XII). Sin embargo, el efecto de las surgencias de la región Yucatán en la época "fría" es mayor que el del aporte de nutrientes por los ríos en la región III en cuanto a la producción biológica se refiere. La influencia del río Mississippi puede verse en las imágenes de CZCS y esta se extiende a todo lo largo de la plataforma continental de Florida y Texas (Walker y Rouse, 1993). Parte de este efecto se debe al aumento de

sustancias orgánicas disueltas de color y detritus aportado por los ríos. El análisis de las imágenes del CZCS confirma un flujo predominante hacia el oeste que combina las aguas de los ríos Mississippi y Mobil, con un transporte ocasional hacia el este (Muller-Karger, 1991). Este mecanismo es también manifestado por las bajas salinidades observadas hacia fuera de la costa este (Atkinson y Tester 1993; Atkinson y Wallace 1975; Lee *et al.*, 1993; Walker *et al.*, 1994). El impacto biológico de éste transporte no es claro. Lohrenz *et al.* (1997) estimaron que la P en las proximidades de la lengüeta del río es comparable a lo esperado por el aporte de nutrientes. Sin embargo, durante invierno y principios de primavera una porción de agua con alto contenido de nutrientes puede ser transportada hacia mar afuera a lo largo de la plataforma.

Las surgencias asociadas con remolinos y otros mecanismos pueden contribuir significativamente a la P en varias regiones del Golfo de México. Las estimaciones directas en áreas de surgencias son escasas. Basados en mediciones de salinidad, fosfatos y oxígeno disuelto, Bogdanov *et al.* (1968) identificaron varias regiones de hundimientos y surgencias. Las regiones de surgencias incluyen el área del banco de Campeche, la parte norte de la plataforma, y la pendiente al sur de la Florida. El caracterizar el efecto de surgencias por giros ciclónicos en la P del Golfo de México está fuera del alcance de esta tesis.

En sentido estricto no es apropiado el comparar los datos de producción total integrada presentados aquí con los resultados publicados en la literatura y generados con incubaciones con ^{14}C porque las escalas de espacio y tiempo son diferentes. Sin embargo, no deja de ser interesante el realizar una comparación. Por ejemplo, El-

Sayed *et al.* (1972) publicaron datos para la plataforma de Yucatán y en época de surgencia, con base en incubaciones con ^{14}C , y su media fue $0.76 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, comparada con los datos aquí presentados de 0.5 y $0.6 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Los valores ligeramente menores de los datos de esta tesis pueden deberse a que son promedios para toda la región Yucatán y para toda la época “fría”, mientras que los datos de El-Sayed *et al.* (1972) fueron en localidades que presentaron procesos de surgencia en el momento de las incubaciones. Por otro lado, en el caso del Golfo de California, Alvarez-Borrego y Lara-Lara (1991) reportaron 26 valores puntuales para la región II cuyo promedio es $1.43 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, comparados con el intervalo aquí presentado de 1.58 a 1.97 , además ellos reportaron 12 valores puntuales para la región III con un promedio de $2.1 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, comparado con el intervalo de este trabajo de 1.51 a 1.79 , para la región IV reportaron cuatro valores puntuales con una media de $1.1 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ comparada con el intervalo de 1.58 a 1.74 (tabla X), y para la época caliente sólo reportaron 5 valores puntuales para todo el golfo, por lo no es posible que la comparación. A pesar de la gran diferencia de escalas, los valores medios de las estimaciones basadas en incubaciones con ^{14}C y en los modelos que utilizan datos de satélite están aceptablemente cercanos.

Los procesos de fijación de carbono inorgánico en materia orgánica durante la fotosíntesis, su transformación por la trofodinámica, mezcla física, transporte y depositación gravitacional son colectivamente la “bomba biológica” (Ducklow *et al.*, 2001). La producción nueva es posiblemente uno de los conceptos más importantes de la oceanografía biológica. La bomba biológica es referida a los procesos por los cuales l

C y todos los elementos asociados (N, P, etc.) son exportados de las capas superficiales del océano hacia profundidades mayores. Durante el hundimiento de las partículas orgánicas, ambas formas del carbono disueltas y partículas, son transportadas horizontalmente por las corrientes oceánicas. En el estado estacionario el sistema pelágico exporta carbono y nitrógeno orgánicos hacia los fondos oceánicos que son balanceados por y son equivalentes al abastecimiento de los nutrientes inorgánicos que llegan a la zona eufótica. Esto ocurre principalmente por el transporte vertical (surgencia) y por difusión turbulenta hacia la zona eufótica donde pueden ser asimilados por el fitoplancton en forma de producción nueva. Estimando P_{nueva} podemos cuantificar la producción exportable y el potencial de los océanos para remover el carbono atmosférico hacia las capas profundas del mar.

Watt *et al.* (1999) modelaron la P_{nueva} para el noroeste del Océano Indico a partir de una relación entre la razón f y la producción primaria integrada y encontraron que la variación espacial y temporal de la P_{nueva} muestra diferencias significativas entre el monsoon y el intermonsoon. Los valores de la razón f durante el monsoon fueron mayores (0.64) y en consecuencia se presentaron valores de P_{nueva} de $1.2 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Esto se atribuyó al incremento en el régimen del viento que produjo una mayor mezcla de la columna de agua, así como a las surgencias, las cuales ocurren durante el monsoon. En el Golfo de California también se presenta una diferencia significativa entre la época de surgencias y la caliente, con una razón f promedio para toda la zona eufótica de hasta 0.77 y con P_{nueva} de hasta $>1.3 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ en las regiones III y IV, y f de hasta 0.64 y P_{nueva} de hasta $\sim 0.3 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ en las regiones 1 y 2 (tablas IX y X). En el Golfo de

México sólo se aprecia una variación estacional de producción biológica en la región Yucatán, con las otras dos regiones básicamente invariantes en todo el año.

La razón del flujo vertical por hundimiento con relación a P (razón e) y la razón f varían como funciones de las trayectorias por las que el nitrógeno fluye entre diferentes organismos (fitoplancton, pastoreadores grandes y pequeños, y bacterias), pero la única manera de cambiar la cantidad absoluta de exportación es cambiando P_{nueva} , lo cual es generalmente controlado por factores físicos (Frost, 1984). Por lo tanto, la descripción de la variación temporal y espacial de P_{nueva} nos puede dar una idea de la variabilidad del flujo de materia orgánica hacia afuera de la capa superficial. De 1997 a 2001 hubo una clara variación estacional de P y P_{nueva} integradas para toda la columna eufótica en el Golfo de México en la región Yucatán, pero no en las regiones Mississippi y Oceánica. También hubo una clara variación espacial con valores siempre menores en la región Oceánica. Por otra parte, en el Golfo de California no hubo prácticamente variabilidad espacial e interanual de época caliente a época caliente, pero el forzamiento físico de escalas temporales y espaciales grandes que afectó la porción sur del Golfo de California durante el período 1997-2001 resultó en variabilidad interanual de P y P_{nueva} de época fría a época fría. El evento ENSO que se manifestó en el Golfo de California en los “inviernos” 1997-98 y 1998-99 claramente disminuyó P y P_{nueva} , con relación a los subsiguientes “inviernos” en la zona de la entrada del Golfo. Esto concuerda con lo reportado por Mee *et al.* (1985) sobre el efecto de El Niño 1982-1983 que redujo la biomasa fitoplanctónica del sureste del Golfo con relación a los valores en años no-Niño. Esto se debe a que las condiciones hidrográficas en la región de la

entrada del Golfo de California (región I) son similares a las del océano Pacífico abierto. En las regiones central y norteñas del Golfo de California el efecto del evento ENSO 1997-99 no fue significativo (tablas IX y X). Esto concuerda con lo expresado por Alvarez-Borrego y Lara-Lara (1991) y Santamaría-Del-Angel *et al.* (1994b) en el sentido de que en el interior del Golfo de California la variabilidad de Chl y P no es controlada por los eventos ENSO, sino por las surgencias y la fuerte mezcla por fenómenos asociados a las mareas.

Con una serie de tiempo tan corta, de sólo cuatro años, no es posible apreciar apropiadamente los cambios interanuales. Hernández-de-la-Torre *et al.* (2002) estimaron la variabilidad interanual de la producción total y nueva para regiones del sur del Sistema de la Corriente de California (frente a Baja California) para el período 1970-2000, utilizando datos de los programas CalCOFI e IMECOCAL (Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California). Estos autores usaron algoritmos empíricos basados en datos de temperatura y NO_3 para calcular P y P_{nueva} integradas para la columna eufótica. Sus resultados de anomalías (valor menos media de largo período) de P y P_{nueva} muestran valores positivos para los 1970s, antes del evento ENSO de 1976-77. Entre 1977 y 1998 hubo una secuencia de anomalías de producción principalmente negativas. Mientras que los años 1999-2000 tuvieron anomalías positivas relativamente altas. Con estos resultados, Hernández-de-la-Torre *et al.* (2002) sugirieron que la secuencia de anomalías de producción estuvo gobernada no sólo por los eventos El Niño - La Niña, sino también por las variaciones interdecadales de temperatura. En la Corriente de California hubo un régimen frío durante los 1970s,

hasta 1976, después del cual hubo un cambio a anomalías positivas de temperatura hasta 1998. El análisis de cambios interdecadales de P y P_{nueva} en los golfos de México y de California está fuera del alcance de esta tesis.

Karl *et al.* (2001) reportaron una serie de tiempo de 11 años de la razón e para los sitios de muestreo de Bermuda y Hawaii del programa JGOFS (Joint Global Ocean Flux Studies). Estos autores reportaron una gran variabilidad de la razón e con valores en el intervalo 0.02-0.21 para Bermuda, y 0.02-0.15 para Hawaii. Los valores f promedio para toda la zona eufótica ($f_{\text{prom}} = P_{\text{nueva}}/P_{\text{int}}$) aquí calculados también mostraron gran variabilidad. Estuvieron en los intervalos 0.25-0.80 y 0.06-0.88 para el Golfo de California y para el Golfo de México, respectivamente. En el Golfo de México hubo una clara separación de los valores de la razón f : los valores más bajos (0.06) fueron para ambas épocas de la región Oceánica, y los valores más altos (0.82-0.88) fueron para las regiones costeras, también en ambas épocas. En el Golfo de California los valores de f aumentaron de sur a norte en la época fría, sin diferencia significativa entre las regiones III y IV, mientras que en la época caliente no hubo diferencias geográficas de f (no ilustrado). *Strictu sensu*, no es correcto el comparar los valores de la razón e de Karl *et al.* (2001) con los valores de la razón f que aquí se estimaron. Sin embargo, es interesante comparar su variabilidad. Como se esperaba los valores de la razón e en general son menores que los de la razón f . Los valores de e de Karl *et al.* (2001) son en general más pequeños debido a la degradación de la materia orgánica en su trayectoria hacia el fondo, sólo el material más refractario llega hasta el fondo, y porque los sitios de Bermuda y Hawaii son menos productivos que las regiones aquí

estudiadas, lo cual posiblemente produzca razones f más pequeñas para sus zonas eufóticas. La excepción a lo anterior es la región Oceánica del Golfo de México que también es muy oligotrófica.

Basado en datos de trampas de sedimentos, Thunell (1998) reportó que para la cuenca de Santa Bárbara, una zona de surgencia costera frente al sur de California, las razones de exportación (e) están inversamente relacionadas con la producción primaria total posiblemente debido al incremento del transporte horizontal durante la estación de surgencia altamente productiva. Sin embargo, basado en sus datos de flujo de partículas, Thunell (1998) indicó que P se redujo en la cuenca de Santa Bárbara durante eventos ENSO. Esto indica que en la escala interanual ambos P_{nueva} y el flujo de sedimento biogénico varían en fase. En el Golfo de California la única región afectada por eventos ENSO (región I) tuvo una disminución de 36% de su producción nueva integrada en 1997-1998 (año Niño) con relación a 2000-2001, que no se debió a una disminución de f sino de P_{int} . Los valores f aquí utilizados son constantes con los años, por lo que el discernir sobre variaciones interanuales de f está fuera del alcance de esta tesis. Se requeriría contar con suficientes datos de NO_3 para cada año para poder generar datos f también para cada año.

V.- CONCLUSIONES

En el Golfo de California y en el Golfo de México la estructura vertical de la clorofila mostró una clara variabilidad entre épocas y regiones. En ambos golfos las mayores concentraciones fueron durante la época "fría".

En el Golfo de California la media de la concentración de clorofila superficial aumentó de la boca hacia la parte norte del Golfo. En el Golfo de México las regiones costeras (Yucatán y Mississippi) mostraron las más altas concentraciones, siendo menores las de la parte oceánica.

El suponer un perfil homogéneo de clorofila resultó en una subestimación de la producción primaria hasta en un 60 % con respecto a los valores calculados con los perfiles Gaussianos en el Golfo de California, y hasta un 21 % en el Golfo de México.

La producción total integrada para toda la columna eufótica y para todo el día fue más alta en el Golfo de California y con mayor variación estacional (1.18-2.41 en la época fría y 0.39-0.48 g C m⁻² d⁻¹ en la caliente) que para el Golfo de México (0.21-0.6 g C m⁻² d⁻¹ para la época fría y 0.21-0.3 g C m⁻² d⁻¹ para la caliente).

La producción nueva integrada ($P_{\text{nueva (int)}}$) en el Golfo de California fue mayor que en el Golfo de México. En el Golfo de California en la época fría la $P_{\text{nueva (int)}}$ fue mayor (0.25-0.31 g C m⁻² d⁻¹) que en la caliente, mientras que en el Golfo de México nuevamente las regiones costeras presentaron los más altos valores (0.52 g C m⁻² d⁻¹ en Yucatán y hasta 0.24 g C m⁻² d⁻¹ en Mississippi). Por el contrario en la región oceánica del Golfo de México, la producción nueva fue muy baja y prácticamente similar en ambas épocas (<0.02 g C m⁻² d⁻¹).

En el Golfo de California el efecto del ENSO 1997-1998 fue claramente visible en la región de la boca del Golfo con una disminución de hasta un 36% de la producción nueva integrada con relación a los años 2000 y 2001.

LITERATURA CITADA

- Alvarez-Borrego S y J.R. Lara-Lara. 1991. The physical environment and primary productivity of the Gulf of California. In: Dauphin, J.P. and B. Simoneit (Eds.). *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 47: 555-567.
- Alvarez-Borrego, S. 1983. Gulf of California. Chapter 17: 427-449. In: B.H. Ketchum (Ed.), *Estuaries and Enclosed Seas*, Vol. 26, Ecosystems of the World, Elsevier, New York.
- Alvarez-Borrego, S. 1996. Satellite derived photosynthetic pigment surveys: A review of marine phytoplankton biomass and productivity. *Geofísica Internacional*, 35: 51-61.
- Alvarez-Borrego, S. 2001. Physical Oceanography. Chapter 3 En: T.J. Case, M.L. Cody y E. Ezcurra (Eds.), *Island Biogeography in the Sea of Cortéz*, Oxford University Press, New York, en prensa.
- Alvarez-Borrego, S., J.A. Rivera, G.Gaxiola Castro, M.J. Acosta Ruíz y R.A. Schwartzlose. 1978. Nutrientes en el Golfo de California. *Ciencias Marinas*, 5: 53-71.
- Argote, M.L., A. Amador, M.F. Lavin, y J.R. Hunter. 1995. Tidal dissipation and stratification in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 100: 16103-16118.
- Atkinson L.P y D. Wallace 1975. The source of unusually low surface salinities in the Gulf Stream off Georgia. *Deep Sea Res.* 22: 913-916.

- Atkinson, L.P. y P.A. Tester 1993. Low salinity water in the Gulf stream off North Carolina. En: M.J.Dowgiallo (Ed.) Coastal Oceanographic Effects Summer 1993 Mississippi River Flooding. Special NOAA Report , NOAA . Silver Spring , MD: Coastal Ocean Office/National Weather Service 71-75.
- Austin G. B. 1955. Some recent oceanographic survey of the Gulf of Mexico. Trans. American Geophysics. Union. 36 (5): 885-892.
- Badán Dangón A., C.J. Koblinsky y T. Baumgartner. 1985. Spring and summer in the Gulf of California: observations of surface thermal patterns. Oceanol. Acta, 8:13-22.
- Baumgartner, T y N. Christensen 1985. Coupling the Gulf of California to large-scale interannual climatic variability . J. Mar. Res. 43: 825-848.
- Behrenfeld, M.J. y P.G. Falkowski. 1997. A consumer's guide to phytoplankton primary productivity models. Limnol. Oceanogr., 42: 1479 – 1491.
- Behrenfeld, M.J., Randerson, J.T., McClain, C.R., Feldman, G.C. Sietse, O.L., Tucker, C.J., Falkowski, P.G., Christopher, B.F., Frouin R., Esaias, W.E., Dorota, D.K., Pollack, N.H. 2001. Biospheric Primary Production During an ENSO Transition. 291: 2594-2597 .
- Biggs, D.C. 1992. Nutrientes plankton and productivity in a warm-core ring in the western Gulf of Mexico. J. Geophysical Res, 97: 2143-2154.
- Biggs, D.C. y F.E. Muller-Karger. 1994. Ship and satellite observations of chlorophyll stocks in interacting cyclone-anticyclone eddy pairs in the western Gulf of Mexico. J. Geophys. Research, 99: 7371-7384.

- Bogdanov , D.V., Sokolov, V.A y Khromov , N. S. 1968. Regions of high biological and commercial prouctivity in the Gulf of Mexico and Carribbean Sea . *Oceanology*. 8:371-381.
- Bray, N.A., y J.M. Robles. 1991. Physical oceanography of the Gulf of California, p. 511-553. *In: J.P. Dauphin and B.R. Simoneit (Eds.), The Gulf of California and peninsular province of the Californias. Am. Assoc. Petr. Geol., Memoir 47.*
- Castro R., M.F. Lavín, y P. Ripa. 1994. Seasonal heat balance in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 99: 3249-3261.
- Cervantes-Duarte, R., J.L. Mueller, C.C. Trees, H. Maske, S. Alvarez-Borrego y J.R. Lara-Lara. 2000. Euphotic depth, irradiance attenuation and remote sensing K490 in bio-optical provinces of the Gulf of California. *Ciencias Marinas*, 26: 533-560.
- Cochrane, J.D. 1962. The cool surface water and front on the western flank of the Yucatan Current . *J. Geophysical Res.* 67: 1632.
- Cortés-Lara, M.C., S. Alvarez-Borrego, y A.D. Giles-Guzmán. 1999. Efecto de la mezcla vertical sobre la distribución de nutrientes y fitoplancton en dos regiones del Golfo de California, en verano. *Rev. Soc. Mex. Hist. Nat.*, 49: 193-206.
- Cullen J. J. 1982. The deep chlorophyll maximun: comparing vertical profiles of chlorophyll . *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science* , 39:791-803.
- Cullen, J.J y R. W. Eppley . 1981. Chlorophyll maximun layers of the Southern California Bight and possible mechanisms of their formations and maintenance. *Oceanologica Acta* 4, 1: 23-32.

- Cullen, J.J., X. Yang y H.L. MacIntyre. 1992. Nutrient limitation and marine photosynthesis. En: Falkowski P.G. and A.D. Woodhead (Eds.), *Primary productivity and biogeochemical cycles in the sea*, Plenum Press, New York, 69-88 pp.
- Dandonneau, Y. 1979. Concentrations en chlorophylle dans le Pacifique tropical sud-ouest: Comparaison avec d'autres aires océaniques tropicales. *Oceanologica Acta*, 4: 23-32.
- Dugdale, R.C., y J.J. Goering. 1967. Uptake of new and regenerated nitrogen in primary productivity. *Limnology and Oceanography*, 12: 196-206.
- El-Sayed, S.Z., W.M. Sackett, L.M. Jeffrey, A.D. Fredericks, R.P. Saunders, P.S. Conger, G.A. Fryxell, K.A. Steidinger, and S.A. Earle. 1972. Chemistry, primary productivity, and benthic algae of the Gulf of Mexico. In: V.C. Bushnell (Ed.), *Serial Atlas of the Marine Environment*. Vol. 22. American Geographical Society. 29 p.
- Eppeley R.W. 1968. An incubation method for estimating the carbon content of phytoplankton in natural sampes. *Limnology and Oceanography*, 13, 574-582.
- Eppeley, R.W y B.J. Peterson. 1979. Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature*, 282: 677-680.
- Eppeley, R.W., E.H. Renger, y W.G. Harrison. 1979. Nitrate and phytoplankton production in Southern California coastal waters. *Limnology and Oceanography*, 24: 483-494.

- Franceschini, G.A., y S. Z. El Sayed. 1968. Effect of Hurricane Inez (1966) on the hydrography and productivity of the western Gulf of Mexico. Deut. Hydro.Zeit. 21: 193 - 202.
- Fu, L.L. y B. Holt, 1984. Internal waves in the Gulf of California: observations from a spaceborne radar. J. Geophysical. Res. 89: 2053-2060.
- Gaxiola Castro G y S. Alvarez Borrego 1986. Photosynthesis-irradiance relationship for winter phytoplankton across a seasonally recurring front in the California Current off Ensenada. CalCOFI Rep., 32: 91-96.
- Gaxiola Castro G. 1994. Efectos de algunos procesos físicos sobre la fisiología y productividad del fitoplancton marino. Tesis Doctoral, CICESE, Ensenada, BC. 146 pp.
- Gaxiola Castro G. J. García Córdova., J.E. Valdéz Holguín y M. Botello Ruvalcaba. 1995. Spatial distribution of chlorophyll a and primary productivity in relation to winter physical structure in the Gulf of California. Continental Shelf Research. 15 (9) : 1043-1059.
- Gaxiola-Castro, G., S. Alvarez-Borrego, A. Zirino, M. Lavín, y S. Nájera. 1999. Spatial variability of the photosynthetic parameters and biomass of the Gulf of California phytoplankton. Journal of Plankton Research, 21: 231-245.
- Gilbert, J. Y. y W. E. Allen. 1943. The phytoplankton of the Gulf of California obtained by the E. Scripps in 1939 and 1940. J. Mar. Res. 5: 89-110.
- Giles-Guzmán, A. D. y S. Alvarez-Borrego. 2000. Vertical attenuation coefficient of photosynthetically active radiation as a function of chlorophyll concentration and depth in case 1 waters. Applied Optics, 39(9): 1351-1358.

- Gordon, H. R., D. K. Clark, J. W. Brown, O. B. Brown, R. H. Evans, y W. W. Broenkow. 1983. Phytoplankton pigment concentrations in the middle Atlantic Bight: comparison of ship determinations and CZCS estimates. *Applied Optics*, 22: 20-36.
- Grijalva Ortiz, N. 1972. Tidal computation in the Gulf of California 1. *Geofisica Internacional.*, 12 (2): 13-14.
- Grijalva Ortiz, N. 1975. The M tide in the Gulf of Mexico. *Geofisica Internacional* 2:13-14.
- Harrison, W.G. 1983. Use of isotopes. In: Carpenter, E. and D. Capone (Eds.), *Nitrogen in the marine environment*. Academic Press, New York, 763-807.
- Harrison, W.G., D. Douglas, P. Falkowski, G. Rowe y J. Vidal. 1983. Summer nutrient dynamics of the middle Atlantic Bight: nitrogen uptake and regeneration. *J. Plankton Research*, 5: 539-556.
- Harrison, W.G., T. Platt, y M.R. Lewis. 1987. f-ratio and its relation to ambient nitrate concentration in coastal waters. *J. Plankton Research*, 9: 235-248.
- Hernández de la Torre, B., G. Gaxiola-Castro, S. Alvarez-Borrego, J. Gómez-Valdéz, y S. Nájera-Martínez. 2002. New Production interannual variability in the southern region of the California Current. Submitted to *Deep-Sea Research*.
- Hobson L.A y Lorenzen C.J. 1972. Relationships of chlorophyll maxima to density structure in the Atlantic Ocean and Gulf of Mexico. *Deep Sea Research Vol19*, 297-306.
- Holloway, G y K Denman . 1989. Influence the internal waves on primary production . *Journal Plankton Research.* , 11: 409-413.

- Holmgren-Urba, D., y T.R. Baumgartner. 1993. A 250-year history of pelagic fish abundance from the anaerobic sediments of the central Gulf of California. *CalCOFI Rep.*, 34: 60-68.
- Holm-Hansen, O., C.J. Lorenzen, R.W. Holmes y J.D.H. Strickland. 1965. Fluorimetric determination of chlorophyll . *Journal du Conseil International pour l'Exploration de la Mer.* 30: 3-15.
- Hurlburt, H.E. y J.D. Thompson. 1980. A numerical study of loop current intrusions and eddy shedding. *J. Physical Oceanogr.*, 10: 1611-1651.
- Iverson R. L. 1977. Mesoscale oceanic phytoplankton patchiness caused by hurricane effects on nutrients distribution in the Gulf of México. En: N.R. Anderson and B.J. Zahuranec (eds), *Oceanic Sound Scattering prediction*. New York : Plenum Press, 7678-7778.
- Kiefer D y J.N. Kremer. 1981. Origins of vertical patterns of phytoplankton and nutrient in the temperate open ocean. A stratigraphic hypothesis .*Deep Sea Research.*, 28: 1087-1105.
- Kirk, J.J. O. 1994. *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Klein, P. y B. Conte . 1984. Effects of wind stress variability and nutrient transport into the mixed layer. *Deep Sea Research.* , 31:21-37.
- La-Fond, E.1954 Factors affecting the temperature of the surface layer of the sea. *Soc. Scient. Fennica. Com. Phys-Mathem.*, 25: 1 (136).

- Lara-Lara, J.R., J.E. Valdéz-Holguín, y L.C. Jiménez-Pérez. 1984. Plankton studies in the Gulf of California during the 1982-1983 El Niño. *Tropical Ocean and Atmosphere Newsletters*, 28:16-17.
- Lavín, M.F., and S. Sánchez. 1999. On how the Colorado River affected the hydrography of the Upper Gulf of California. *Continental Shelf Research*, 19: 1545-1560.
- Lee, T. N., L. P. Atkinsonson y R. Legeckis. 1981. Observation f a Gulf Stream frontal eddy on the Georgia continental shelf, April.1977. *Deep. Sea Res.* 28: 347-378.
- Lewis, M. R., Cullen, J. J., y Platt, T. 1983. Phytoplankton and thermal structure in the upper ocean: Consequences of nonuniformity in chlorophyll profile. *J. Geophys. Res.* 88: 2565-2570.
- Lewis, M.R. 1992. Satellite ocean color observations of global biogeochemical cycles. *In: Falkowski P.G. and A.V. Woodhead. Primary productivity and biogeochemical cycles in the sea*, Plenum press, New York, 550 pp.
- Libes, S.M. 1992. *An Introduction to Marine Biogeochemistry*. John Wiley & Sons, Inc., New York, 734 pp.
- Lohrenz , S.E., D.A. Wiesenburg, I.P. De Palma , K.S. Johnson, y D.E. Gustafson.1988. Interrelationships among primary production, chlorophyll and environmental conditions in frontal regions of the western Mediterranean Sea. *Deep. Sea Res.*, 35: 793-810.
- Lohrenz S.A., M.J. Dagg, y T.E. Whittedge. 1990. Enhanced primary production at the plume/oceanic interface of the Mississippi River . *Cont. Shelf Res.*, 10: 639-664.

- Lohrenz, S. A., D. A. Wiesenburg, R. A. Arnone, y Xiaogang Chen. 1999. What Controls Primary Production in the Gulf of Mexico?. *In: The Gulf of Mexico Large Marine Ecosystem*. H. Kumpf, K. Steidinger, and K. Sherman (eds.), Blackwell Science Ltd. 151-170.
- Loisel, H., y A. Morel. 1998. Light scattering and chlorophyll concentration in case I waters. *Limnology and Oceanography*, 43: 847-858.
- Longhurst, A., S. Sathyendranath, T. Platt, y C. Caverhill. 1995. An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data. *Journal of Plankton Research*, 17: 1245-1271.
- Lorenzen, C.J. 1967. Vertical distribution of chlorophyll and phaeopigments: Baja California. *Deep Sea Res.* 14:735-745.
- Malone, T.C. 1971. The relative importance of nanoplankton and netplankton as primary producers in tropical oceanic and neritic phytoplankton communities. *Limnology & Oceanography*, 16: 633-639.
- Martin, J., G.A. Knauer., D. M. Karl y Broenkow, W., 1997. VERTEX : carbon cycling in the northeast Pacific. *Deep Sea Res.*, 34 : 267-285.
- Martínez Sepúlveda M. 1994. Descripción de la profundidad de la capa mezclada superficial en el Golfo de California. Tesis Oceanólogo. CICESE . 96 pp
- McClain, C.R., M.L.Cleave, G.C. Feldman, W.W. Gregg, S.B. Hooker, y N. Kuring. Science quality SeaWiFS data for global biosphere research. *Sea Technology*, 39: 10-16.
- Mee, L.D., A. Ramírez-Flores, F. Flores-Verdugo, y F. González-Farías. 1985. Coastal upwelling and fertility of the southern Gulf of California: Impact of the 1982-1983

ENSO event. Tropical Ocean and Atmosphere Newsletter. 31: 9-10. University of Miami, Miami.

Merino Ibarra. M. 1992. Afloramiento en la Plataforma de Yucatán: Estructura y Fertilización. Tesis Doctoral. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. México, DF. 251 pp.

Millán Núñez, E. 1999. Variabilidad del coeficiente específico de absorción de luz por el fitoplancton en el Golfo de California. Tesis Doctoral, CICESE, Ensenada, 108 pags.

Millán-Núñez, R., S. Alvarez-Borrego, y C.C. Trees. 1997. Modeling the vertical distribution of chlorophyll in the California Current System. J. Geophys. Res., 102: 8,587-8,595.

Mitchell, B.G. 1994. Coastal Zone Color Scanner Retrospective. J. Geophysical Research, 99: 7291-7292.

Monreal Gómez, M.A. y D.A. Salas de León. 1997. Circulación y estructura termohalina del golfo de Món y estructura termohalina del Golfo de México. E0n: M.F. Lavín (Ed.) *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*, Unión Geofísica Mexicana, Monografía 3, 183-199.

Morel A. y J. F. Berthon. 1989. Surface pigment algal biomass profiles and potential production of the euphotic layer: Relationships reinvestigated in view of remote sensing applications. Limnology and Oceanography. 34(8): 1572-1586.

Morel, A. 1978. Available, usable, and stored radiant energy in relation to marine photosynthesis. Deep-Sea Res., 25: 673-688.

- Morel, A. y S. Maritorena. 2001. Bio-optical properties of oceanic waters: A reappraisal. *Journal of Geophysical Research*, 106: 7163-7180.
- Muller-Karger, F.E., J.J. Walsh, R.H. Evans, y M.B. Meyers. 1991. On the seasonal phytoplankton concentration and sea surface temperature cycles of the Gulf of Mexico as determined by satellites. *J. Geophys. Research*, 96: 12,645-12,665.
- Najjar, R., N. Gruber, y J. Orr. 2001. Predicting the ocean's response to rising CO₂: The ocean carbon cycle model intercomparison project. *U.S. JGOFS News*, 11: 1-4.
- Platt T., C. Caverhill y S. Sathyendranath. 1991. Basin-scale estimates of oceanic primary production by remoting sensing: The North Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 96, 15,147-15,159.
- Platt, T., C.M. Caverhill, S. Sathyendranath. 1991. Basin-scale estimates of oceanic primary production by remote sensing: The North Atlantioc. *J. Geophys. Res.* 96 (C8): 15147-15159.
- Platt, T., S. Sathyendranath, C.M. Caverhill, y M.R. Lewis. 1988. Ocean primary production and available light: Further algorithms for remote sensing. *Deep-Sea Res.*, 35: 855-879.
- Platt, T., y S. Sathyendranath. 1988. Oceanic primary production: Estimation by remote sensing at local and regional scales. *Science*: 241: 1613-1620.
- Pond, S. y G.L. Pickard. 1983. *Introductory Dynamical Oceanography*. Pergamon Press, New York. 329 pp.

- Redalje, D. G., Lohrenz, S.E. Fahnenstiel C. G.L. 1994. The relationship between primary production and the vertical export particulate organic matter in a river impacted coastal ecosystem , *Estuaries* 17 : 829-838.
- Redfield, A.C ., B.H. Ketchum y F.A. Richards, 1963. The influence of organism on the composition of Sea-Water. En : M.N. Hill (Ed). *The Sea*, 2. Interscience . New York . 539. pp .
- Riley. G. A. 1937. The significance the Mississippi River drainage for biological conditions in the northern Gulf of Mexico. *J. Mar. Res.*1: 60-74.
- Robinson, M. 1973. Atlas of monthly mean sea surface and subsurface temperatures in the Gulf of California, Mexico. *San Diego Soc. Nat. Hist., Memoir* 5, 97 pp.
- Roden, G.I. 1964. Oceanographic aspects of the Gulf of California, p. 30-58. *In: Tj.H. Van Andel and G.G. Shor, Jr. (Eds.). Marine Geology of the Gulf of California: a symposium. Am. Ass. Petr. Geol., Memoir* 3.
- Roden, G.I. y G.W. Groves, 1959. Recent oceanographic investigations in the Gulf of California. *J. Marine Research*, 18: 10-35.
- Round, F. E. 1967. The phytoplankton of the Gulf of California –part Y. Its composition, distribution and contribution to the sediments. *J. explor. Mar. Biol. Ecol.*, 1:76-97.
- Sánchez, L. 1992. Primary productivity of the northwest Gulf of Mexico: Shipboard measurement in July 1990, October 1990, and March 1991. M.S. Thesis, Texas A&M University, College Station , TX.
- Santamaría Del Angel, E. 1994. El color de las aguas del Golfo de California registrado por el CZCS: Relaciones de la biomasa fitoplanctónica y los procesos físicos de

mezcla. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Marinas, UABC, Ensenada, 131 pags.

Santamaría del Angel, E., S. Alvarez Borrego y F. E. Muller Karger. 1994a. Gulf of California biogeographic regions based on coastal zone color scanner imagery .J. Geophys. Res., 99: 7411-7421.

Santamaría-Del-Angel, E., S. Alvarez-Borrego y F. E. Müller-Karger. 1994b. The 1982-1984 El Niño in the Gulf of California as seen in coastal zone color scanner imagery. J. Geophys. Research, 99: 7423-7431.

Santamaría-Del-Angel, E., S. Alvarez-Borrego, R. Millán-Núñez y F.E. Muller-Karger. 1999. Sobre el efecto de las surgencias de verano en la biomasa fitoplanctónica del Golfo de California. *Rev. Soc. Mex. Hist. Nat.*, 49:207-212.

Sathyendranath S., A. Longhurst , C.M. Caverhill y T. Platt . 1995. Regionally and seasonally differentiated primary production in the North Atlantic. *Deep Sea Res.*, 42:1773-1802.

Secretaría de Marina. 1974. Atlas Oceanográfico del Golfo de México y Mar Caribe. Sección I. Mareas y Corrientes. OSM. No.1000. 38pp.

Shepard, F.P. 1950. Submarine topography of the Gulf of California, Part 3 of the 1940 E.W. Scripps cruise to the Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 43: 32 pp.

Simpson , J. H. y J.R. Hunter, 1974. Fronts in the Irish Sea. *Nature* , 250:404-406.

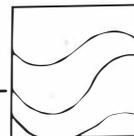
Simpson, J.H., A.J. Souza, y M.F. Lavin. 1994. Tidal mixing in the Gulf of California, p. 169-182. *In: K.J. Beven, P.C. Chatwin, and J.H. Millbank (Eds.), Mixing and Transport in the Environment.* John Wiley & Sonstd, London.

- Sklar F. H. y Turner R.E. 1981. Characteristics of phytoplankton production off Barataria Bay in an area influenced by the Mississippi river. *Contr. Mar. Sci.* 24: 93-106.
- Soto-Mardones, L., S.G. Marinone, y A. Parés-Sierra. 1999. Time and spatial variability of sea surface temperature in the Gulf of California. *Ciencias Marinas*, 25: 1-30.
- Strickland, J. D. H. 1968. A comparison of profiles of nutrient and chlorophyll concentrations taken from discrete depths and by continuous recording. *Limnology and Oceanography*, 13: 388-391.
- Strickland, J.D. H y T.R. Parsons. 1972. A practical handbook of seawater analysis 2nd ed. *Bull. Fish. Res. Bd. Canada*, 167 pp.
- Suárez, E. 1993. Copépodos planctónicos de la zona exclusiva del Atlántico mexicano. Manuscrito no publicado, presentado al concurso del Premio Nacional de Oceanografía, Comisión Intersecretarial de Investigación Oceanográfica, México, D.F., 445 pags.
- Thomas W.H. y E.G. Simón. 1960. Phytoplankton Production in the Mississippi Delta. En: F. Shepard Ed. *Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico*. Tulsa. OK: American Association of Petrologists, 103-116.
- Trees, C.C., D.K. Clark, R.R. Bidigare, M.E. Ondrusek, y J.L. Mueller. 2000. Accessory pigments versus chlorophyll *a* concentrations within the euphotic zone: A ubiquitous relationship. *Limnol. & Oceanogr.*, 45: 1130-1143.
- Valdez Holguin, J.E y Lara Lara J.R. 1987. Productividad primaria del en el Golfo de California durante el evento El Niño 1982-1983. *Ciencias Marinas* , 13(2): 34-50.

- Valdez-Holguín, J. E., S. Alvarez-Borrego, y B. G. Mitchell. 1998. Photosynthetic parameters of phytoplankton in the California Current System. *CalCOFI Rep.*, 39: 148-158.
- Valdez-Holguín, J. E., S. Alvarez-Borrego, y C. C. Trees. 1999. Seasonal and spatial characterization of the Gulf of California phytoplankton photosynthetic parameters. *Ciencias Marinas*, 25 (4): 445-467.
- Van Andel, Tj.H. 1964. Recent marine sediments of the Gulf of California. In: Tj.H. Van Andel and G.G. Shor, Jr. (Eds.). *Marine Geology of the Gulf of California: a symposium*. Am. Ass. Petr. Geol., Memoir 3: 216-310.
- Venrick, E. L., J. A. McGowan y A. W. Mantyla. 1973. Deep maxima of photosynthetic chlorophyll in the Pacific ocean fish. *Bull. U.S.* 71: 41-52.
- Vidal V.M., F. V. Vidal ., A. Fernández., E. Meza y J.M Pérez-Molero. 1994. Baroclinic flow, transports, and kinematics properties in a cyclonic-anticyclonic – cyclonic ring against the continental shelf slope of the western Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.* 99(C4) : 7571-7597.
- Vidal V.M., F. V. Vidal y A. Fernández. 1990. Atlas Oceanográfico del Golfo de México. Vol I. Inst. Inv. Electr., Cuernavaca, Morelos, México. 707 pp.
- Vidal, V.M.V., F.V. Vidal, A. F. Hernández, E. Meza, and J.M. Pérez-Molero. 1994. Baroclinic flows, transports, and kinematic properties in a cyclonic-anticyclonic-cyclonic ring triad in the Gulf of Mexico. *J. Geophys. Research*, 99: 7571-7597.
- Walker, N.D., y L.J. Rouse. 1993. Satellite assessment of Mississippi River discharge plume variability. OCS study MMs 93-0044, U.S. Dept. of the Interior, Mineral Management Service, Gulf of Mexico OCS Regional Office, New Orleans, LA.

- Walsh, J.J., Dieterle, D.A., Meyers, M.B., y Muller Karger, F.E. 1989. Nitrogen exchange at the continental margin: A numerical study of the Gulf of Mexico. *Prog. Oceanogr.* 23: 245-301.
- Zaneveld, J. R. V., W. S. Pegau, A. H. Barnard, J. L. Mueller, H. Maske, E. Valdéz-Holguín, R. Lara-Lara, y S. Alvarez-Borrego. 1997. Prediction of euphotic depths and diffuse attenuation coefficients from absorption profiles: a model based on comparisons between vertical profiles of spectral absorption, spectral irradiance, and PAR. *In Ocean Optics XIII*, S. G. Ackleson y R. Frouin (Eds.), Proc. SPIE 2963: 585-590.
- Zeitzschel, B., 1969. Primary productivity in the Gulf of California. *Marine Biology* , 3: 201-207.
- Zirino, A., Hernández-Ayón, J.M, Fuhrman, R.A., Alvarez-Borrego, S., Gaxiola-Castro, G., Lara-Lara, J.R y Bernstein, R.L. (1997). Estimate of surface pCO₂ in the Gulf of California from underway pH measurements and satellite imagery. *Ciencias Marinas*, 23: 1-22.

ANEXO



Chlorophyll profiles and the water column structure in the Gulf of California

Raquel M. HIDALGO-GONZÁLEZ*, Saúl ALVAREZ-BORREGO

División de Oceanología, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C., Km. 107 Carretera Tijuana–Ensenada, Ensenada, Baja California, Mexico

Received 30 May 2000; revised 22 September 2000; accepted 25 October 2000

Abstract – Remote sensors provide information on the photosynthetic pigment concentration for the upper 22% of the euphotic zone. To model primary production in the water column from satellite-derived photosynthetic pigments, estimates of the vertical distribution of pigment concentration are required. A Gaussian distribution function is used to represent the pigment vertical profile with four parameters. We used 268 chlorophyll concentration profiles from 1973 through 1993, to estimate these parameters. Cluster analysis of surface temperature was used to define the cool season as the period end of November–end of June, and the rest of the year is considered the warm season. Cluster analysis of surface temperature and chlorophyll data grouped the stations into four regions for the cool season and into two regions for the warm season. Regression models were developed for each region and season to estimate the depth of the deep chlorophyll maximum as a function of the mixed layer depth or an index of stratification. We were not able to generate useful regression models to predict the other three Gaussian parameters. Thus, their representative means were calculated for each region and season. Assuming a homogeneous biomass profile resulted in underestimation of integrated primary production by as much as 60% with respect to the values derived from the non-homogeneous profiles.

© 2001 Ifremer/CNRS/IRD/Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Résumé – **Profils de chlorophylle et structure de la colonne d'eau dans le golfe de Californie.** La télédétection donne accès à la concentration de pigments photosynthétiques dans les 22% supérieurs de la couche euphotique. La modélisation de la production primaire dans la colonne d'eau à partir des pigments photosynthétiques dérivés de cette estimation implique des mesures de la distribution verticale de la concentration en pigments. Une fonction de distribution gaussienne a été utilisée pour représenter le profil vertical des pigments avec quatre paramètres. Nous avons utilisé 268 profils de concentrations de chlorophylles, obtenus de 1973 à 1993. L'analyse de nuages de la température superficielle est utilisée pour définir la saison froide (fin novembre – fin juin). Le reste de l'année a été considéré comme la saison chaude. Cette analyse des données de température superficielle et de teneur en chlorophylle met en évidence quatre régions pour la saison froide et deux pour la saison chaude. Les modèles de régression sont développés pour chaque région et pour chaque saison afin d'estimer le maximum profond de chlorophylle en fonction de la profondeur de la couche mélangée ou un indice de stratification. Nous n'avons pas développé de modèle de régression pour la prédiction des trois autres paramètres gaussiens. Aussi, leurs moyennes représentatives ont été calculées pour chaque région et saison. En supposant un profil de biomasse homogène, l'estimation peut conduire une sous-estimation de la production primaire intégrée au plus à 60%, en relation avec des valeurs dérivées de profils non homogènes.

© 2001 Ifremer/CNRS/IRD/Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

chlorophyll / vertical profiles / Gulf of California / remote sensing / mixed layer

chlorophylle / profil vertical / golfe de Californie / télédétection / couche mélangée

*Correspondence and reprints.

E-mail addresses: rmaria@cicese (R.M. HIDALGO-GONZÁLEZ), alvarezb@cicese.mx (S. ALVAREZ-BORREGO).

1. INTRODUCTION

Remote sensors provide information on the average photosynthetic pigment concentration for the upper 22% of the euphotic zone (Kirk, 1994). Empirical and semi-analytical algorithms to estimate primary production (*PP*) from satellite-derived photosynthetic pigments have been compared (Platt and Sathyendranath, 1993; Behrenfeld and Falkowski, 1997). These models apply to the entire euphotic zone, and ideally, they should use the vertical profile of pigment biomass as input (Morel and Berthon, 1989). Therefore a gap exists between the limited satellite pigment information and what is needed when modeling.

The assumption of a mixed layer with a homogeneous pigment distribution could lead to inaccurate estimates of integrated primary production (Platt et al., 1991). The deep chlorophyll maximum (*DCM*) is a consistent feature in the ocean (Dandonneau, 1979; Cullen and Eppley, 1981). Since the early studies on the *DCM* an emphasis has been placed on understanding these features (Varela et al., 1992, and references therein). Generally, accounting for its presence increases estimates of integrated production (PP_{int}), and since the *DCM* often appears below the mixed layer, then it would be likely that most of its production is new production (Sathyendranath et al., 1995). Lewis et al. (1983) and Platt et al. (1988) proposed Gaussian distribution functions to represent the vertical profile of chlorophyll concentration (*Chl*). A difficulty in estimating oceanic production from surface measurements arises from the regional differences in the vertical distribution of chlorophyll. The underlying assumption of a Gaussian distribution function is that for a given region of the ocean, in a given season, the typical shape of the chlorophyll profile is stable. Therefore it is necessary to use chlorophyll historical data to characterize the parameters of the Gaussian function for each oceanic province or region.

Millán-Núñez et al. (1997) used historical CalCOFI data to generate a set of regression models to calculate the Gaussian parameters from chlorophyll surface values, for different regions within the California Current system, and for different seasons. They concluded that within the California Current system assuming a homogeneous biomass profile results in underestimation of integrated production by as much as 30%, whereas their modeled profiles give equal or overestimated integrated production (up to 23%), with respect to the values derived from measured profiles.

The Gulf of California is a very dynamic marginal sea of the Pacific Ocean, with high production mainly during winter and spring (Alvarez-Borrego and Lara-Lara, 1991). In the Gulf of California, the *DCM* coincides with the upper part of the nitracline, where nitrate concentration is $> 1.0 \mu\text{M}$ (Cortés-Lara et al., 1999), and this suggests that the *DCM* may be important as a new production maximum. Also, it has been shown that in the California Current system the *DCM* provides the necessary dinoflagellate abundance for the survival of first feeding anchovy larvae (Lasker, 1975). The Gulf of California has pelagic fishes of commercial importance like sardine and anchovy. Thus for fisheries oceanographic studies, it would be useful to predict the chlorophyll vertical profiles from satellite color imagery.

The purpose of this work was to empirically relate the Gaussian parameters to properties that may be remotely derived by satellite sensors, such as chlorophyll concentration (Chl_{sat}) and temperature (T_s). Also to relate them to well characterized physical properties, such as the mixed layer depth and an index of stratification, for regions of the Gulf of California. The effect of considering non-homogeneous chlorophyll profiles, versus the homogeneous profiles with the same surface chlorophyll concentration (Chl_s), on the calculations of primary production was explored. The intention is not to predict chlorophyll profiles to estimate the instantaneous local production, but to provide means to chlorophyll profiles for estimating production for a whole season and a whole region within the Gulf. Morel and Berthon (1989) indicated that it is unreasonable and probably superfluous to envisage the use of a light-production model on a pixel-by-pixel basis when interpreting satellite imagery.

1.1. Study area

The Gulf of California is very dynamic because of tidal currents, wind stress, upwelling, and high solar heating. It consists of a series of basins separated by sills. The basins have depths up to > 3000 m at the entrance region, and they are very shallow in the northern Gulf (≤ 200 m). Marked seasonal changes of temperature, salinity, currents, and sea level have been reported for the central Gulf of California (Ripa and Marinone, 1989; Soto-Mardones et al., 1999). However, information about the spatial and temporal variability of chemical and biologi-

cal processes is scarce. Upwelling occurs off the eastern coast with northwesterly winds ('winter' conditions from December through May), and off the Baja California coast with southeasterly winds ('summer' conditions from July through October), with June and November as transition periods (Alvarez-Borrego and Lara-Lara, 1991). With northwesterly winds, upwelling is strong, it has a marked effect on phytoplankton communities (Chl_s values up to more than 10 mg m^{-3}), and due to eddy circulation it increases the phytoplankton biomass across the Gulf (Santamaría-Del-Angel et al., 1994). However, because of strong stratification during summer, upwelling with southeasterly winds has a very weak effect on phytoplankton biomass (Santamaría-Del-Angel et al., 1999).

The northern Gulf of California exhibits spectacular tidal phenomena. With amplitude superior to 7 m during spring tides in the upper Gulf, and superior to 4 m in the midriff islands area (Tiburón and Angel de la Guarda), tidal energy dissipation rates are great. In the Upper Gulf tidal energy dissipation rates are as large as $> 0.5 \text{ W m}^{-2}$, and in the midriff islands area they are $> 0.3 \text{ W m}^{-2}$ (Argote et al., 1995). The lowest surface temperatures of the whole Gulf of California are found here (Soto-Mardones et al., 1999). Tidal mixing over the sill between San Lorenzo and San Esteban islands produces a vigorous stirring of the water column down to $> 500 \text{ m}$ depth (Simpson et al., 1994). Tidal mixing in the midriff islands area causes a net effect of carrying cold and nutrient rich waters to the surface throughout the whole year (Alvarez-Borrego, 2000). This produces patches of high Chl (up to $> 2 \text{ mg m}^{-3}$) in this area even during summer.

2. DATA AND METHODS

We used data generated in oceanographic cruises from 1973 through 1993. A cluster analysis of surface temperature was used to define the cool season as the period end of November–end of June, and the rest of the year is considered the warm season. However, to be consistent with the previously defined 'winter' and 'summer' conditions, with November and June as transition periods, and recognizing interannual variability, we followed the criteria in Valdez-Holguín et al. (1999) and considered mean surface temperatures of $< 24^\circ\text{C}$ as indicative of cool season. Surface temperatures $< 24^\circ\text{C}$ indicate either strong mixing or the start of upwelling events off the east coast.

Chlorophyll concentration was determined by the standard fluorometric method (Holm-Hansen et al., 1965). Profiles with more than one chlorophyll concentration maximum, and also those with less than four sampled depths, were discarded (13%, most of them from the southern part of the Gulf). The rest of the chlorophyll profiles (268) were fitted to Platt et al. (1988) equation:

$$Chl_{(z)} = Chl_0 + [h/\sigma(2\pi)^{0.5}] \exp[-(Z - Z_m)^2 / 2 \sigma^2] \quad (1)$$

where $Chl_{(z)}$ is the chlorophyll concentration (in milligrams per cubic meter) at depth Z (in meters), Chl_0 is the background pigment concentration, h is the total pigment (in milligrams per square meter) above the baseline Chl_0 , σ controls the thickness of the DCM layer, and Z_m is the depth of the chlorophyll concentration maximum. Some examples of $Chl_{(z)}$ profiles with the fitted Gaussian curves are shown in figure 1.

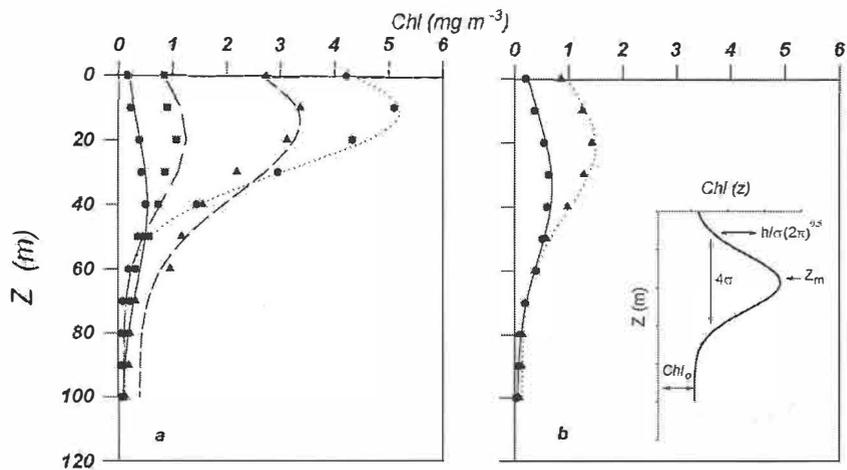


Figure 1. Examples of chlorophyll concentration profiles with the original data points and the representative Gaussian curve: from the cool season (a), and from the warm season (b). Inserted in panel (b) is an idealized deep chlorophyll maximum represented by a Gaussian curve superimposed on a constant background, showing the parameters.

The stratification parameter $\phi_s = (1/k) \sum_k^0 (\rho - \bar{\rho}) g \cdot z \cdot \Delta z$ was one of the physical variables used to characterize the DCM, where ϕ_s is the amount of mechanical energy required to bring about vertical mixing (it is zero for a well mixed layer and it increases with stratification), z is the vertical coordinate (positive upwards), k is the depth of integration over the water column ($k = -100$ m), ρ is the water density, $\bar{\rho}$ is the mean ρ for the interval 0–100 m, g is the acceleration due to gravity, and $\Delta z = 1$ m (Simpson and Hunter, 1974). The mixed layer depth (in meters) was calculated following Martínez-Sepúlveda (1994). The mixed layer was considered to be the portion of the water column where the temperature gradient was $\leq 0.07^\circ\text{C m}^{-1}$ and its bottom was defined as the point where the temperature difference with respect to that of 10 m depth was 1°C .

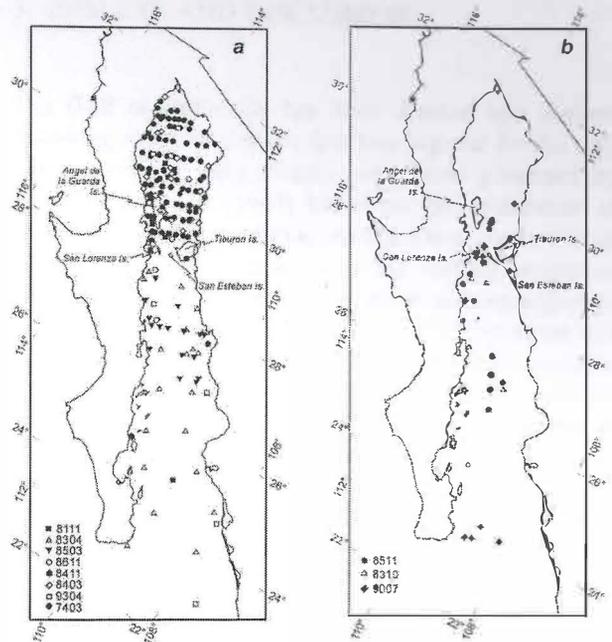


Figure 2. Location of hydrographic stations: cool season (a), and warm season (b). Some hydrographic stations overlap. The first two digits of the numbers by the symbols are the year, and the other two digits are the month.

Table I. Numbers of chlorophyll profiles used for each year, month and season for each region.

	I	II	III	IV	1	2	Total
Year							
1973	0	3	25	52	0	0	80
1981	1	0		3	0	0	11
1983	5	15	4	0	3	2	29
1984	10	48	14	0	0	0	72
1985	0	17	2	0	9	14	42
1986	0	1	4	3	0	0	8
1990	0	0	0	0	6	13	19
1993	2	2	1	2	0	0	7
Month							
Jan	0	0	0	0	0	0	0
Feb	0	0	14	0	0	0	14
Mar	5	34	28	54	0	0	121
Apr	12	26	0	0	0	0	38
May	0	0	0	0	0	0	0
Jun	0	0	0	0	0	0	0
Jul	0	0	0	0	6	13	19
Aug	0	0	0	0	0	0	0
Sept	0	0	0	0	0	0	0
Oct	0	0	2	0	4	13	19
Nov	0	16	13	0	8	3	40
Dec	1	10	0	6	0	0	17
Season							
Cool	18	86	56	60	0	0	220
Warm	0	0	0	0	18	30	48
Total	18	86	56	60	18	30	268

Numbers on top represent the geographic regions according to figure 3.

We tabulated the four Gaussian parameters, T_s , Chl_s , chlorophyll at the DCM (Chl_m), ϕ_s , and mixed layer depth, for a total of 268 hydrographic stations separated into the two seasons. Table I and figure 2 show the temporal and geographic distributions of these hydrographic stations. A cluster analysis of the cool season T_s , Chl_s , Chl_m , and Z_m data grouped the stations into four different regions (figure 3a). The area north from $\sim 31.5^\circ\text{N}$ (upper Gulf) is too shallow (< 30 m) and well mixed by tidal currents (Alvarez-Borrego, 2000). The warm season data are less abundant and show less horizontal structure in the Gulf. Only two separate warm season regions (1 and 2) were recognized by the cluster analysis (figure 3b). Regression analysis was applied to generate models of Z_m , h , Chl_s , and σ as functions of Chl_s , T_s , ϕ_s and/or mixed layer depth, for each region and season.

Primary production was calculated using the Platt et al. (1991) model to compare the integrated production that results from the modeled chlorophyll profiles versus those resulting from homogeneous chlorophyll distributions. The Platt et al. (1991) expression was used with a

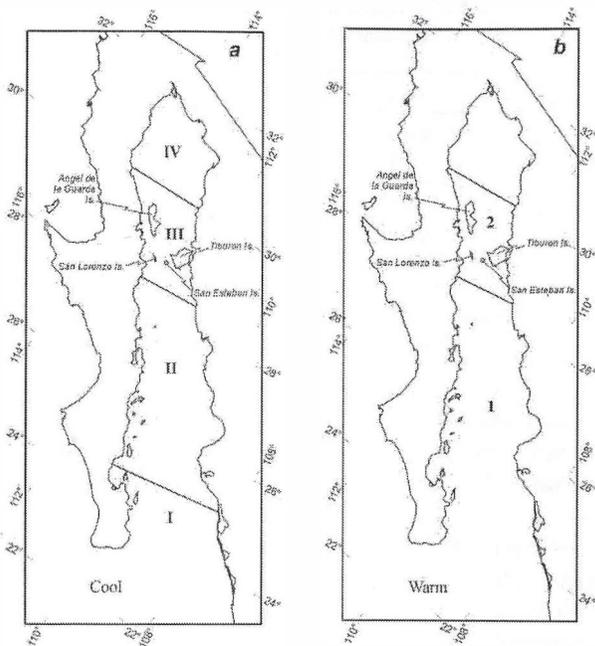


Figure 3. Regions of the Gulf of California for the cool season (a), and for the warm season (b).

modification suggested by Giles-Guzmán and Alvarez-Borrego (2000) for case 1 waters. This modification corrects the initial slope (α^*_{PAR}) of the photosynthesis–irradiance relationship ($P-E$ curves) by the in situ spectral distribution of scalar irradiance (PAR). Instead of the α^*_{PAR} expression in Platt et al. (1991), we used $43.2\phi_{max}\bar{a}^*_{ph(z,Chl)}$ (Giles-Guzmán and Alvarez-Borrego, 2000). The maximum photosynthetic quantum yield at low irradiance ($mol\ C\ (mol\ quanta)^{-1}$) is ϕ_{max} . The average specific absorption coefficient of phytoplankton is $\bar{a}^*_{ph(z,Chl)}$ (in square metres per milligram of chlorophyll), weighted by the in situ spectral distribution of PAR and calculated following Giles-Guzmán and Alvarez-Borrego (2000). The factor 43.2 converts milligrams C to moles C, hours to seconds, and micromole quanta to mole quanta. Primary production calculations were performed with mean photosynthetic parameters proposed by Valdez-Holguín et al. (1999) for the whole Gulf of California ($\phi_{max} = 0.06\ mol\ C\ (mol\ quanta)^{-1}$; and the assimilation number $P^*_m = 9.6\ mgC\ mgChl^{-1}\ h^{-1}$). We used constant surface irradiance ($E_{PAR0} = 1000\ \mu mol\ quanta\ m^{-2}\ s^{-1}$) so that differences could be attributed only to changes of chlorophyll profile.

3. RESULTS AND DISCUSSION

The Gulf of California has been divided into regions following different criteria. Our four regions for the cool season coincide very closely with those proposed by Gilbert and Allen (1943) based on the abundance of phytoplankton during winter–spring. Other authors have used phytoplankton remains in the surface sediments (Round, 1967), and the ‘winter’ physical oceanographic characteristics (Gaxiola-Castro et al., 1995) to arrive to a very similar division of the Gulf into four regions. Santamaría-Del-Angel et al. (1994) used the temporal variation of satellite-derived photosynthetic pigments to propose as many as fourteen regions. These many regions resulted because these latter authors analyzed not only the spatial distribution of pigments but also their fine temporal variation. They generated eight-years time series with weekly composites of coastal zone color scanner data. For the purpose of defining regions to apply primary production models to satellite color data, the larger the regions the better. For example, for the purpose of modeling production, Valdez-Holguín et al. (1999) proposed means of photosynthetic parameters (from $P-E$ curves) for the whole Gulf of California as a single region. Sathyendranath et al. (1995) indicated that most boundaries between biogeochemical regions prove to have some significance for Z_m . That is the case for our Gulf of California regions, as will be shown later.

During the cool season, the T_s mean in general decreased from south to north, from 22.6°C in region I, to 17.4°C in region IV (table II). The means of regions III and IV were not significantly different at the 95% confidence level. The highest ‘winter’ T_s means of the four regions for the study period were registered in 1983 (not illustrated) due to the well known ENSO event of that year. During the warm season, the T_s mean decreased a little from region 1 to region 2, from 27.4 to 26.3°C (table II). On the other hand, in the cool season, the Chl_s mean values in general increased from 0.2 mg m⁻³ in region I to 4.2 mg m⁻³ in region IV (table II). During the warm season, there was a slight tendency for the Chl_s mean to increase from region 1 (0.4 mg m⁻³) to region 2 (0.8 mg m⁻³) (table II). Mean values of Chl_m varied in a very similar way as those of Chl_s (table II). During the cool season, Chl_m increased from region I to region IV (from 0.6 to 5.8 mg m⁻³). Values of Chl_m for the warm season also increased slightly from region 1 to region 2 (0.9 to 1.4 mg m⁻³).

Table II. Means for each region and season of surface temperature, surface chlorophyll concentration, chlorophyll concentration at the deep chlorophyll maximum, the Gaussian parameters, the mixed layer depth, and the index of stratification.

Region	T_s	Chl_s	Chl_m	h	Chl_o	σ	Z_m	MLD	ϕ_s
I	22.6 ± 0.2	0.2 ± 0.04	0.6 ± 0.2	30.2 ± 0.3	0.07 ± 0.002	25.2 ± 0.7	36.6 ± 4.4	27.1 ± 2.8	52.8 ± 6.0
II	20.5 ± 0.2	0.9 ± 0.1	1.3 ± 0.2	85.4 ± 0.1	0.1 ± 0.01	14.6 ± 0.2	18.7 ± 1.6	32.2 ± 1.6	21.6 ± 3.3
III	17.8 ± 0.2	3.1 ± 0.3	3.9 ± 0.4	227.4 ± 3.9	0.4 ± 0.01	34.4 ± 0.3	14.1 ± 1.6	45.9 ± 1.9	14.6 ± 1.8
IV	17.4 ± 0.1	4.2 ± 0.4	5.9 ± 0.4	236.0 ± 1.0	0.1 ± 0.03	17.5 ± 0.2	11.3 ± 1.0	43.1 ± 1.5	5.7 ± 0.5
1	27.4 ± 0.4	0.4 ± 0.05	0.9 ± 0.1	79.4 ± 5.5	0.1 ± 0.02	27.4 ± 1.2	28.3 ± 2.5	24.8 ± 1.1	175.2 ± 2.1
2	26.3 ± 0.4	0.8 ± 0.2	1.4 ± 0.2	167.1 ± 12.4	0.3 ± 0.03	24.2 ± 1.9	19.8 ± 3.2	29.9 ± 1.6	103.6 ± 3.1

Values are mean ± standard error: T_s in degrees, Chl_s and Chl_m in milligrams per cubic meter, MLD in meters, ϕ_s in Joules per cubic meter. Numbers on the left column represent the regions and seasons.

An important limitation of our study is that our data are discrete, based on water samples from bottles. Continuous flow in vivo fluorometry made possible the observation that phytoplankton could be concentrated in layers easily missed by conventional sampling schemes (Strickland, 1968). Vertical movements of these layers have been observed (Gieskes et al., 1978). Unfortunately, there are no available reports of continuous flow fluorometry from the Gulf of California. Presently, the use of HPLC chlorophyll data provides better estimates than those of fluorometric analysis. Nevertheless, Trees et al. (2000) reported that there is a strong linear relationship for log accessory pigments versus log chlorophyll, and this largely explains the success in remotely sensed chlorophyll, even though phytoplankton populations can vary in their composition and suite of pigments.

During both seasons, h significantly increased from south to north (table II). Lowest h mean value was 30 mg m⁻², for region I, and highest value was 236 mg m⁻², for region IV (table II). Values for the parameter h are higher than integrated chlorophyll for the euphotic zone because h values include the whole area under the Gaussian curve. Regions II and IV had very different h values with very similar σ and Chl_o values due to different Chl_m values. In the cool season, Chl_o increased slightly from region I to region II (0.07 to 0.11 mg m⁻³), then it had a relatively high value in region III (0.39 mg m⁻³) and decreased in region IV to a value similar to that of region II (0.14 mg m⁻³). In the warm season, Chl_o increased northward (table II). The mean of σ did not have a monotonic pattern of geographic change in the cool season. Its range was 14.6 to 34.4 m. During the warm season, σ had values similar to that for region I, with no significant difference between regions 1 and 2 (table II). Relatively few of the profiles (~15%) had surface maxima ($Z_m = 0$ m), and none of these were in regions I and 1. The mean

depth of the DCM, Z_m , showed a clear tendency to decrease from south to north in the cool season (from 36.6 to 11.3 m), but this tendency was not as strong in the warm season (28.3 to 19.8 m) (table II).

As expected, the mean mixed layer depth and the mean index of stratification, ϕ_s , had opposite behaviors. The mean mixed layer depth in general increased from south to north, and it was larger for the cool season than for the warm season. Its values for regions I and II were not significantly different, and neither were those for regions III and IV. The mean ϕ_s in general decreased from south to north, and it was larger for the warm season than for the cool season. Maximum ϕ_s mean value was 175 J m⁻³, for region 1, and the minimum was 6 J m⁻³ for region IV.

Simple linear regression models for the Gaussian parameters as functions of Chl_s , T_s , mixed layer depth, or ϕ_s were not significant, with the exception of those for Z_m . The depth of the chlorophyll maximum, Z_m , had a significant correlation only with mixed layer depth and with ϕ_s (table III, figures 4, 5). In some cases, graphs of the Gaussian parameters versus one of the independent variables suggested a linear relationship, and in other cases they showed an exponential relationship (not illustrated). Simple regression of ln of the parameters versus ln of the independent variables did not yield significant results in the cases of Chl_o , h , and σ , and in the case of Z_m it did not provide better results than the linear models. The addition of a second independent variable to the models did not contribute significantly to improving the correlation coefficient (r) at the 95% confidence level.

With more than 3000 chlorophyll profiles, Millán-Núñez et al. (1997) were not able to build predictive models for

Table III. Regression equations to estimate Z_m as function of either the mixed layer depth (MLD) or the index of stratification (ϕ_s), for each region and season.

Region	Cool		Region	Warm	
I	$Z_m = 78 - 1.55 \times MLD$	$r^2 = 0.94$	1	$Z_m = 68 - 1.5 \times MLD$	$r^2 = 0.97$
	$Z_m = 0.4 + 0.7\phi_s$	$r^2 = 0.90$		$Z_m = -112.5 + 0.8\phi_s$	$r^2 = 0.94$
II	$Z_m = 68 - 1.5 \times MLD$	$r^2 = 0.94$			
	$Z_m = 0.2 + 0.84\phi_s$	$r^2 = 0.92$			
III	$Z_m = 50.5 - 0.79 \times MLD$	$r^2 = 0.88$	2	$Z_m = 69.1 - 1.9 \times MLD$	$r^2 = 0.93$
	$Z_m = 0.2 + 0.96\phi_s$	$r^2 = 0.94$		$Z_m = -84.4 + 1.0\phi_s$	$r^2 = 0.95$
IV	$Z_m = 40.2 - 0.65 \times MLD$	$r^2 = 0.88$			
	$Z_m = -0.7 + 2.17\phi_s$	$r^2 = 0.93$			

σ , for most regions within the California Current system; and in some cases they could not build models for Chl_o . Sathyendranath et al. (1995) concluded that prediction of σ from Chl_s , or from other variables, is impracticable. Millán-Núñez et al. (1997) indicated that in those cases where the regressions were not significant, the means of the parameters for the corresponding region and season are to be used. Due to the scarcity of data from the Gulf of California we were not able to find any significant correlation between the Gaussian parameters and surface properties that can be remotely derived by satellite

sensors. Thus, we propose to use means of Chl_o , h , and σ , for each region and season (table II), to calculate the representative $Chl_{(z)}$ profile.

The depth of the DCM, Z_m , changes inversely with the mixed layer depth and directly with ϕ_s , so that largest ϕ_s values correspond to largest Z_m values, and vice versa (the more stratified the water column the deeper the DCM) (figures 4, 5). Equations in table III show a clear relation between the physical structure of the water column and the $Chl_{(z)}$ profiles in the Gulf of California.

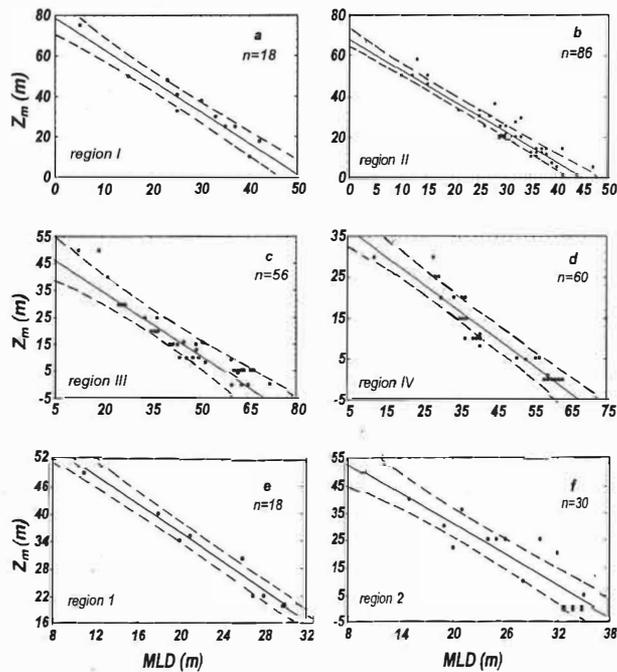


Figure 4. Regression lines for Z_m as a function of the mixed layer depth (MLD). Dashed lines are the 95% confidence envelopes. Many data points overlap. For equations see table III.

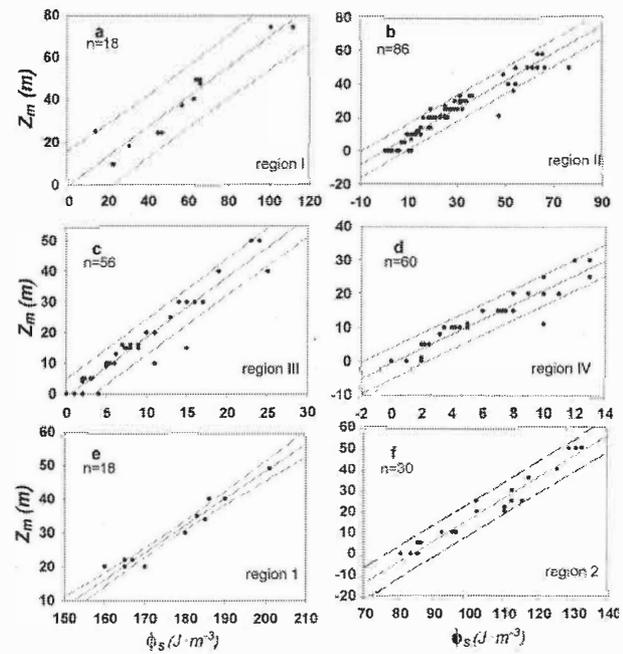


Figure 5. Regression lines for Z_m as a function of the index of stratification (ϕ_s). Dashed lines are the 95% confidence envelopes. Many data points overlap. For equations see table III.

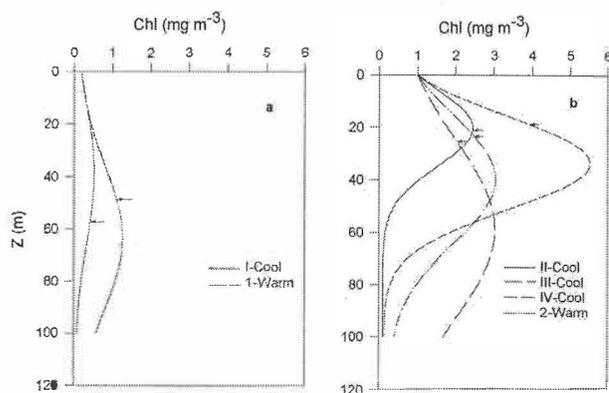


Figure 6. Examples of profiles estimated with the same surface chlorophyll concentration (Chl_s) value for different regions and seasons: $Chl_s = 0.2 \text{ mg m}^{-3}$ (left panel) and $Chl_s = 1.0 \text{ mg m}^{-3}$ (right panel). Horizontal arrows indicate the bottom of the euphotic zone (1% E_0 light level).

For the purpose of predicting the $Chl(z)$ profiles, we have three alternatives to estimate Z_m . One is to use the regression equations in *table III* to calculate Z_m as a function of either mixed layer depth or ϕ_s . Unfortunately this is not practical, because remotely sensed variables, such as T_s , do not readily provide estimates of mixed layer depth or ϕ_s . These parameters have a low correlation with T_s . The detailed description of the spatial and temporal variation of mixed layer depth and ϕ_s , and the development of algorithms to calculate them for the Gulf of California from variables such as T_s are beyond the scope of this contribution. The second alternative is to use the mean of Z_m for each region and season, but this leaves no degrees of freedom for the use of satellite imagery. Thus, once the means of Chl_o , h , and σ , for a region and season are determined (*table II*), the third alternative to estimate Z_m is to use equation 1 and the mean value of the chlorophyll concentration from the satellite composite image (Chl_{sat}), for that region and season of the particular year. As a first approximation, we can represent Chl_{sat} by the average of $Chl(z)$ for the first optical depth, weighted by the irradiance attenuated twice (when the light is going down and when it is backscattered up) (Kirk, 1994). For our Gulf of California data set, Chl_{sat} is about 10% higher than the surface value Chl_s . Thus:

$$Chl_s = 0.9Chl_{sat} = Chl_o + [h/\sigma(2\pi)^{0.5}] \exp[-Z_m^2/2\sigma^2], \quad (2)$$

$$h/[\sigma(2\pi)^{0.5}(0.9Chl_{sat} - Chl_o)] = \exp[Z_m^2/2\sigma^2],$$

$$Z_m = \sigma \{2 \ln [h/(\sigma(2\pi)^{0.5}(0.9Chl_{sat} - Chl_o))]\}^{0.5}$$

The Z_m values derived from equation 2 are practically the same as those derived directly from the chlorophyll profiles. A single Chl_s value produces different $Chl(z)$ profiles for the different regions and seasons. As examples we calculated the profiles with Chl_s equal to 0.2 mg m^{-3} and 1.0 mg m^{-3} (*figure 6a, b*). No biomass profiles were generated for regions II, III, IV, and 2 for $Chl_s = 0.2 \text{ mg m}^{-3}$ (*figure 6a*), because they did not present such a low Chl_s mean in the period 1973–1993. And no biomass profiles were generated for regions I and 1 for $Chl_s = 1.0 \text{ mg m}^{-3}$ (*figure 6b*), because they did not present such a high Chl_s mean for that period. In all cases, there is a clear change of profile shape depending on the region and season. The procedure proposed by Giles-Guzmán and Alvarez-Borrego (2000) was used to estimate the coefficient of vertical attenuation of difused light for case I waters ($Chl < 1.5 \text{ mg m}^{-3}$), and that of Barnard et al. (1999) was used for waters with $Chl > 1.5 \text{ mg m}^{-3}$. Integrated chlorophyll and primary production from the Gaussian profiles were higher than those obtained from the homogeneous distributions (*table IV*). Sathyendranath et al. (1995) found that at the scale of individual provinces, the nonuniform production result was always equal to or higher than the uniform one. Assuming a homogeneous biomass profile resulted in underestimation of integrated primary production by as much as 60% and 26% with respect to the values derived from the non-homogeneous profiles, for the low and the high Chl_s examples, respectively. A similar result was reported by Millán-Núñez et al. (1997) for the California Current system.

We can use the results in *table IV* to analyze whether Gaussian biomass profiles derived for different regions and seasons, and with the same Chl_s , produce different integrated production values. Integrated production presents larger differences between seasons at the low than at the high Chl_s example. With $Chl_s = 0.2 \text{ mg m}^{-3}$, integrated production for region 1 is about 18% larger than that for region I. With $Chl_s = 1.0 \text{ mg m}^{-3}$, integrated production for regions II, III, and 2 had practically the same value, and that for region IV was only about 10% higher. Thus, with high Chl_s values there is no significant integrated production difference between seasons and regions. Nevertheless, Z_m and chlorophyll concentration at the DCM (Chl_m) show large changes between regions and seasons (*figure 6a and b*) and this may be important for fisheries studies.

Table IV. Examples of integrated chlorophyll and primary production from our model and for homogeneous biomass distributions ($HChl_{int}$, HPP_{int}), for each region and season.

Region	$Chl = 0.2 \text{ mg m}^{-3}$				$Chl = 1.0 \text{ mg m}^{-3}$			
	Chl_{int}	PP_{int}	$HChl_{int}$	HPP_{int}	Chl_{int}	PP_{int}	$HChl_{int}$	HPP_{int}
I	24.8	54.7	16.8	25.9	—	—	—	—
II	—	—	—	—	41.4	174.4	35	143.2
III	—	—	—	—	40.4	174.0	35	143.2
IV	—	—	—	—	46.6	192.6	35	143.2
1	28.5	64.5	16.8	25.9	—	—	—	—
2	—	—	—	—	40.7	175.5	35	143.2

Chl_{int} in milligrams per square meter, PP_{int} in milligramC per square meter per hour.

In conclusion, the capability to associate non-homogeneous chlorophyll profiles to data from satellite color sensors allows us to improve the estimates of primary production. Assuming a homogeneous biomass profile for the Gulf of California may result in significant underestimation of integrated primary production. In the Gulf of California the vertical distribution of the phytoplankton biomass is strongly correlated with the structure of the water column. The division of the Gulf of California into regions only give significant differences in the primary production estimates for cases where surface chlorophyll concentrations are relatively low (i.e., 0.2 mg m^{-3}). However, Z_m and chlorophyll concentration at the DCM show large changes between regions and seasons even for large surface chlorophyll values and this may be important for fisheries studies.

Acknowledgements

J.M. Domínguez and F. Ponce did the art work. We thank an anonymous reviewer for his (her) constructive comments to the original version of this contribution.

REFERENCES

- Alvarez-Borrego, S., Lara-Lara, J.R., 1991. The physical environment and primary productivity of the Gulf of California. In: Dauphin, J.P., Simoneit, B.R. (Eds.), *The Gulf of California and peninsular province of the Californias*, Memoir 47. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, pp. 555–567.
- Alvarez-Borrego, S., 2000. Physical Oceanography. In: Case, T.J., Cody, M.L., Ezcurra, E. (Eds.), *Island biogeography in the Sea of Cortez*. Oxford University Press, New York.
- Argote, M.L., Amador, A., Lavin, M.F., Hunter, J.R., 1995. Tidal dissipation and stratification in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.* 100, 16103–16118.
- Barnard, A.H., Zaneveld, J.R.V., Pegau, W.S., Mueller, J.L., Maske, H., Lara-Lara, J.R., Alvarez-Borrego, S., Cervantes-Duarte, R., Valdez-Holguín, J.E., 1999. The determination of PAR levels from absorption coefficient profiles at 490 nm. *Cienc. Mar.* 25, 487–507.
- Behrenfeld, M.J., Falkowski, P.G., 1997. A consumer's guide to phytoplankton primary productivity models. *Limnol. Oceanogr.* 42, 1479–1491.
- Cortés-Lara, M.C., Alvarez-Borrego, S., Giles-Guzmán, A.D., 1999. Efecto de la mezcla vertical sobre la distribución de nutrientes y fitoplancton en dos regiones del Golfo de California, en verano (in Spanish). *Rev. Mex. Hist. Nat.* 49, 193–206.
- Cullen, J.J., Eppley, R.W., 1981. Chlorophyll maximum layers of the Southern California Bight and possible mechanisms of their formation and maintenance. *Oceanol. Acta* 4, 23–32.
- Dandonneau, Y., 1979. Concentrations en chlorophylle dans le Pacifique tropical sud-ouest: comparaison avec d'autres aires océaniques tropicales. *Oceanol. Acta* 2, 133–142.
- Gaxiola-Castro, G., García-Córdoba, J., Valdez-Holguín, J.E., Botello-Ruvalcaba, M., 1995. Spatial distribution of chlorophyll *a* and primary productivity in relation to winter physical structure in the Gulf of California. *Continental Shelf Res.* 15, 1043–1059.
- Giles-Guzmán, A.D., Alvarez-Borrego, S., 2000. Vertical attenuation coefficient of photosynthetically active radiation as a function of chlorophyll concentration and depth in case 1 waters. *Appl. Opt.* 39, 1351–1358.
- Gieskes, W.W.G., Kraay, G.W., Tijssen, S.B., 1978. Chlorophylls and their degradation products in the deep pigment maximum layer of the tropical North Atlantic. *Neth. J. Sea Res.* 12, 195–204.
- Holm-Hansen, O., Lorenzen, C.J., Holmes, R.W., Strickland, J.D.H., 1965. Fluorometric determination of chlorophyll. *J. Cons. Perm. Int. Explor. Mer* 30, 3–15.
- Kirk, J.T.O., 1994. *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*. Cambridge University Press, New York.
- Lasker, R., 1975. Field criteria for the survival of anchovy larvae: The relation between inshore chlorophyll maximum layers and successful first feeding. *Fish. Bull.* 73, 847–855.

- Lewis, M.R., Cullen, J.J., Platt, T., 1983. Phytoplankton and thermal structure in the upper ocean: Consequences of nonuniformity in chlorophyll profile. *J. Geophys. Res.* 88, 2565–2570.
- Martínez-Sepúlveda, M., 1994. Descripción de la profundidad de la capa mezclada superficial en el Golfo de California (in Spanish), B.S. Thesis. University of Baja California, Ensenada.
- Millán-Núñez, R., Alvarez-Borrego, S., Trees, C.C., 1997. Modeling the vertical distribution of chlorophyll in the California Current System. *J. Geophys. Res.* 102, 8587–8595.
- Morel, A., Berthon, J.F., 1989. Surface pigments, algal biomass profiles, and potential production of the euphotic layer: Relationships reinvestigated in view of remote-sensing applications. *Limnol. Oceanogr.* 34, 1545–1562.
- Platt, T., Sathyendranath, S., Caverhill, C.M., Lewis, M.R., 1988. Ocean primary production and available light: Further algorithms for remote sensing. *Deep-Sea Res.* 35, 855–879.
- Platt, T., Caverhill, C.M., Sathyendranath, S., 1991. Basin-scale estimates of oceanic primary production by remote sensing: the North Atlantic. *J. Geophys. Res.* 96, 15147–15159.
- Platt, T., Sathyendranath, S., 1993. Estimators of primary production for interpretation of remotely sensed data on ocean color. *J. Geophys. Res.* 98, 14561–14576.
- Ripa, P., Marinone, S.G., 1989. Seasonal variability of temperature, salinity, velocity, vorticity and sea level in the central Gulf of California, as inferred from historical data. *Quaternary J. Royal Meteorol. Soc.* 115, 887–913.
- Round, F.E., 1967. The phytoplankton of the Gulf of California – Part I. Its composition, distribution and contribution to the sediments. *J. Exper. Mar. Biol. Ecol.* 1, 76–97.
- Santamaría-Del-Angel, E., Alvarez-Borrego, S., Muller-Karger, F.E., 1994. Gulf of California biogeographic regions based on coastal zone color scanner imagery. *J. Geophys. Res.* 99, 7411–7421.
- Santamaría-Del-Angel, E., Alvarez-Borrego, S., Millán-Núñez, R., Muller-Karger, F.E., 1999. Sobre el efecto de las surgencias de verano en la biomasa fitoplanctónica del Golfo de California (in Spanish). *Rev. Soc. Mex. Hist. Nat.* 49, 207–212.
- Sathyendranath, S., Longhurst, A., Caverhill, C.M., Platt, T., 1995. Regionally and seasonally differentiated primary production in the North Atlantic. *Deep-Sea Res.* 42, 1773–1802.
- Simpson, J.H., Hunter, J.R., 1974. Fronts in the Irish Sea. *Nature* 250, 404–406.
- Simpson, J.H., Souza, A.J., Lavin, M.F., 1994. Tidal mixing in the Gulf of California. In: Beven, K.J., Chatwin, P.C., Millbank, J.H. (Eds.), *Mixing and transport in the environment*. John Wiley and Sons Ltd, London, pp. 169–182.
- Soto-Mardones, L., Marinone, S.G., Parés-Sierra, A., 1999. Time and spatial variability of sea surface temperature in the Gulf of California. *Cienc. Mar.* 25, 1–30.
- Strickland, J.D.H., 1968. A comparison of profiles of nutrient and chlorophyll concentrations taken from discrete depths and by continuous recording. *Limnol. Oceanogr.* 13, 388–391.
- Trees, C.C., Clark, D.K., Bidigare, R.R., Ondrusek, M.E., Mueller, J.L., 2000. Accessory pigments versus chlorophyll *a* concentrations within the euphotic zone: a ubiquitous relationship. *Limnol. Oceanogr.* 45, 1130–1143.
- Valdez-Holguín, J.E., Alvarez-Borrego, S., Trees, C.C., 1999. Seasonal and spatial characterization of the Gulf of California phytoplankton photosynthetic parameters. *Cienc. Mar.* 25, 445–467.
- Varela, R.A., Cruzado, A., Tintoré, J., García Landona, E., 1992. Modeling the deep chlorophyll maximum: a coupled physical-biological approach. *J. Mar. Res.* 50, 441–463.