

An underwater photograph of a lush aquatic ecosystem. The scene is dominated by tall, thin stems of aquatic plants with large, dark green, heart-shaped leaves. The water is a deep, clear blue, and several small fish are visible swimming in the background. The lighting is soft and diffused, creating a serene and natural atmosphere.

# Carbono en ecosistemas acuáticos de México

Benigno Hernández de la Torre  
y Gilberto Gaxiola Castro (editores)

Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales  
Instituto Nacional de Ecología  
Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada





## Carbono en ecosistemas acuáticos de México

---



# Carbono en ecosistemas acuáticos de México

---

*Benigno Hernández de la Torre*  
*y Gilberto Gaxiola Castro*  
(EDITORES)

SECRETARÍA DE MEDIO AMBIENTE Y RECURSOS NATURALES  
INSTITUTO NACIONAL DE ECOLOGÍA  
CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA  
Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA

Primera edición: mayo de 2007

D.R. © Instituto Nacional de Ecología, SEMARNAT  
Periférico sur 5000. col. Insurgentes Cuicuilco  
Deleg. Coyoacán, C.P. 04530, México, D.F.  
[www.ine.gob.mx](http://www.ine.gob.mx)

Centro de Investigación Científica  
y de Educación Superior de Ensenada, CICESE  
Km. 107 Carretera Tijuana-Ensenada  
C.P. 22860. Apdo. Postal 360  
Ensenada, B.C. México  
[www.cicese.mx](http://www.cicese.mx)

COORDINACIÓN EDITORIAL, DISEÑO DE INTERIORES  
Y TIPOGRAFÍA: Raúl Marcó del Pont Lalli  
DISEÑO DE LA PORTADA: Álvaro Figueroa  
FOTO DE LA PORTADA: Claudio Contreras Koob  
CORRECCIÓN DE ESTILO: Manuel Gardea Ojeda

ISBN: 978-968-817-855-3  
Impreso y hecho en México

# Índice

---

Prólogo	XIII
<i>A. Fernández Bremauntz</i>	
Introducción	1
<i>G. Gaxiola-Castro y B. Hernández-de la Torre</i>	
PRIMERA PARTE. GENERALIDADES DEL CO <sub>2</sub> EN EL OCÉANO Y EN LA ATMÓSFERA	9
1. Principios generales del ciclo del carbono en el océano	11
<i>S. Alvarez-Borrego</i>	
2. La interacción entre el océano y la atmósfera: aspectos físicos relevantes en la transferencia de gases	29
<i>E.J. Ocampo Torres y H. García</i>	



SEGUNDA PARTE. LOS PROCESOS BIOGEOQUÍMICOS DEL CARBONO	43
3. Carbono inorgánico disuelto en el Golfo de California en condiciones de verano <i>J.M. Hernández-Ayón, A. Zirino-Weiss, F. Delgadillo-Hinojosa y S. Galindo-Bect</i>	45
4. Estudio de las variables del CO <sub>2</sub> en la región de las grandes islas del Golfo de California en condiciones de invierno <i>J.M. Hernández-Ayón, F. Delgadillo-Hinojosa, T. Camiro-Vargas y M. López-Mariscal</i>	59
5. Composición y caracterización isotópica $\delta^{13}\text{C}$ de carbono orgánico particulado en aguas oceánicas del suroeste del Golfo de México <i>M. González-Ocampo, E. Escobar-Briones y P. Morales-Puente</i>	75
6. Microbios heterótrofos en el ciclo del carbono oceánico en el Pacífico mexicano <i>H. Maske, R. Cajal-Medrano y A. Jiménez-Mercado</i>	101
7. Distribución espacial del carbono orgánico total en el sedimento superficial de la planicie abisal del Golfo de México <i>F.J. García-Villalobos y E. Escobar-Briones</i>	117
8. El papel del zooplancton en la transferencia del carbono en el océano <i>B.E. Lavaniegos</i>	129
9. Pastoreo por el mesozooplancton en la región central del Golfo de California: un estudio estacional <i>J. García-Pámanes, J.R. Lara-Lara y C. Bazán-Guzmán</i>	141

TERCERA PARTE. EL CARBONO EN AGUAS COSTERAS Y LACUSTRES	157
10. Variabilidad del carbono orgánico particulado en una laguna somera de Baja California <i>J.R. Hernández-Alfonso, A. Martínez-López y A.N. Maeda-Martínez</i>	159
11. Intercambio de carbono orgánico particulado del sistema lagunar San Ignacio-Navachiste, Sinaloa, con el mar adyacente <i>D. Escobedo-Urías, A. Martínez-López, A. Jiménez-Illescas, A.E. Ulloa-Pérez, A. Zavala-Norzagaray</i>	171
12. Variabilidad del CO <sub>2</sub> total durante eventos de surgencia en Bahía San Quintín, Baja California, México <i>J.M. Hernández-Ayón, V.F. Camacho-Ibar, A. Mejía-Trejo y A. Cabello-Pasini</i>	187
13. El papel de <i>Zostera marina</i> en el ciclo del carbono en Bahía San Quintín, Baja California <i>S.E. Ibarra-Obando, E. Solana-Arellano y M. Poumian-Tapia</i>	201
14. El papel de los arrecifes coralinos en el flujo de carbono en el océano: estudios en el Pacífico mexicano <i>L.E. Calderón-Aguilera, H. Reyes-Bonilla y J.D. Carriquiry</i>	215
15. Evaluación de la productividad del fitoplancton y de la respiración planctónica en la parte más interna del Estero de Urías, Sinaloa, México <i>O. Calvario-Martínez y V.P. Domínguez-Jiménez</i>	227
16. Dinámica del carbono orgánico particulado en un lago tropical profundo <i>J. Alcocer, D.P. López-Anaya y L.A. Oseguera</i>	239

CUARTA PARTE. PROCESOS A DIVERSAS ESCALAS EN EL CARBONO OCEÁNICO	249
17. Producción de carbono orgánico en los mares mexicanos (1998–2005) <i>M.D. Martínez-Gaxiola, R. Sosa-Ávalos y G. Gaxiola-Castro</i>	251
18. Análisis estacional de la variación en la clorofila en el Pacífico Sur Mexicano mediante imágenes SeaWIFS de 1998 a 2004 <i>R. Aguirre-Gómez y O. Salmerón-García</i>	267
19. Teledetección del impacto del Huracán Ignacio (2003) en el Pacífico Tropical Oriental <i>C. Fuentes-Yaco, J.E. Valdéz-Holguín, E. Devred, T. Platt, S. Sathyendranath, J. Halfar, L. Godinez-Orta y J. Manuel Borges</i>	279
20. Influencia de los procesos físicos en la producción de carbono orgánico frente a Baja California <i>T.L. Espinosa-Carreón, J. Cepeda-Morales y G. Gaxiola-Castro</i>	293
21. ¿Causaron las condiciones de La Niña 1999 un incremento en la producción de carbono orgánico frente a Baja California? <i>R. Sosa-Ávalos, T.L. Espinosa-Carreón y G. Gaxiola-Castro</i>	305
22. Variabilidad interanual de la producción nueva (1970–2005) frente a Baja California en relación a la Oscilación Decadal del Pacífico <i>B. Hernández-de la Torre, G. Gaxiola-Castro, S. Alvarez-Borrego R. Aguirre-Gómez</i>	319

QUINTA PARTE. FLUJOS DE CARBONO	335
23. Flujos de carbono en los golfos de California y México <i>S. Alvarez-Borrego</i>	337
24. Relación de las surgencias con los stocks de carbono en Bahía San Quintín, una laguna costera del NW de México <i>V.F. Camacho-Ibar, M. Hernández-Ayón, E. Santamaría-del Ángel, L.W. Daesslé-Heuser y J.A. Zertuche-González</i>	355
25. Flujo de CO <sub>2</sub> océano-atmósfera en Bahía de Todos Santos, Baja California, durante un florecimiento algal <i>M.D. Martínez-Gaxiola, J.L. Peña-Manjarrez, G. Gaxiola-Castro, M.E. De La Cruz-Orozco y J. García-Córdova</i>	371
26. Flujo vertical de materia orgánica particulada en la región central del Golfo de California <i>J.R. Lara-Lara, J. García-Pámanes y C. Bazán-Guzmán</i>	383
27. Presión parcial del bióxido de carbono (pCO <sub>2</sub> ) frente a Baja California <i>M.E. De La Cruz-Orozco, G. Gaxiola-Castro, J. García-Córdova, G. Friederich, F. Chavez y J. Gómez-Valdés</i>	397
28. Flujos verticales de carbono orgánico e inorgánico particulado en Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz y comparación con otros ambientes en el norte de México <i>N. Silverberg, F. Aguirre-Bahena, M.Y. Cortés-Martínez y F.J. Urcádiz-Cázares</i>	411
29. Flujos de carbono orgánico sedimentario a lo largo del margen continental del Pacífico nororiental mexicano durante los últimos 50,000 años <i>A. Sánchez y J. Carriquiry</i>	427

SEXTA PARTE. APLICACIONES AL ORDENAMIENTO ECOLÓGICO MARINO	437
30 El uso potencial de la producción de carbono orgánico en el manejo oceánico <i>G. Enríquez-Hernández, B. Hernández-de la Torre y G. Gaxiola-Castro</i>	439
Resúmenes en español e inglés	451
Los autores	489
Índice analítico	497

## PRÓLOGO

---

**E**l conocimiento del ciclo del carbono en los ecosistemas acuáticos de la Tierra es uno de los retos que enfrenta la comunidad científica para entender de manera integral el cambio climático que afecta al planeta. Sin una comprensión de estos procesos es imposible aplicar eficientemente los diferentes modelos que predicen el aumento de la temperatura y del nivel del mar como resultado del incremento de los gases invernadero. De estos, uno de los gases más importantes es el bióxido de carbono, cuya concentración en los ecosistemas acuáticos es función de múltiples variables, cada una de las cuales interactúa de forma compleja con procesos físicos, químicos y biológicos.

Actualmente se tiene un conocimiento básico de los procesos que influyen en el ciclo del carbono en algunos ecosistemas acuáticos de México. En este libro se hace una primera exposición de las investigaciones que realizan expertos nacionales y extranjeros en este tema. Uno de sus objetivos es presentar de forma concisa el conocimiento acerca de las aguas oceánicas y continentales de nuestro país. Además, se pretende hacer notar la necesidad de contar con estudios complementarios sobre algunos temas y regiones donde falta conocimiento sobre esta problemática. Este esfuerzo provee las bases científicas para el entendimiento de la función del carbono en los ecosistemas acuáticos de México, y su interacción con procesos atmosféricos de escala variable.

Esta obra resulta una sinopsis de la información necesaria de nuestros sistemas acuáticos que permite contribuir al conocimiento del papel del carbono, ac-

tual y en eras geológicas pasadas, en el cambio climático del planeta. Y muestra la necesidad urgente de apoyar los estudios encaminados a resolver la carencia nacional en este campo de las ciencias ambientales.

El conocimiento aquí compilado apoyará inicialmente los requerimientos científicos del Programa Mexicano del Carbono, el cual tiene un fuerte componente acuático. Este programa es coordinado por el Instituto Nacional de Ecología de la SEMARNAT, y mantiene una estrecha colaboración con el Programa del Carbono de Norteamérica, en el que participan los Estados Unidos de América, Canadá y México.

*Carbono en ecosistemas acuáticos de México* es resultado de la colaboración entre el INE y el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE); en él participan científicos de múltiples instituciones mexicanas y de los Estados Unidos de América, Alemania y Canadá, a quienes le agradecemos su contribución.

Por su carácter de texto de avanzada y por la calidad de su información esperamos que *Carbono en ecosistemas acuáticos de México* sea un apoyo a la docencia y a la investigación y una herramienta de referencia para quienes diseñan las políticas ambientales en nuestro país.

*Adrián Fernández Bremauntz*

Presidente del Instituto  
Nacional de Ecología

# INTRODUCCIÓN

---

**E**l carbono representa uno de los elementos esenciales para la vida de los organismos sobre la Tierra. El conocimiento adecuado de su ciclo en los diferentes medios (atmósfera, océano y tierra) es uno de los retos actuales de la ciencia mundial. Debido al aporte antropogénico de compuestos de carbono hacia la atmósfera (principalmente  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$  y  $\text{CH}_4$ ), la importancia del estudio de este elemento ha pasado de ser trascendental para la vida vegetal y animal, a ser factor importante en el cambio climático del planeta. Ya desde 1896 Arrhenius concluyó que la emisión continua de bióxido de carbono debida a la quema de combustibles fósiles podría llevar a un calentamiento de la Tierra.

Los modelos que predicen el incremento de  $\text{CO}_2$  en la atmósfera requieren de información lo más precisa posible, con el fin de que los escenarios previstos sean realistas. Hasta ahora, en México se han realizado pocas investigaciones y mediciones continuas que apoyen el conocimiento de las características predominantes en los sistemas acuáticos de nuestro país con respecto a la contribución del ciclo del carbono al clima de la Tierra.

En este libro se conjunta la información aportada por algunos de los estudiosos de los diferentes componentes del ciclo del carbono en los sistemas acuáticos. Se presenta un panorama de lo que actualmente se conoce sobre algunos procesos biogeoquímicos relacionados con el carbono y la posible contribución de los diferentes ecosistemas al balance temporal de este elemento. Además, se pone de manifiesto la falta de conocimiento del ciclo del carbono en algunos sistemas



costeros y oceánicos, así como la necesidad apremiante de realizar un mayor esfuerzo en algunos campos de la investigación.

En la primera parte de este libro, Generalidades del CO<sub>2</sub> en el océano y la atmósfera, Alvarez-Borrego presenta los conceptos generales de la química del carbono en los sistemas acuáticos, y Ocampo Torres y García abordan los fenómenos físicos que gobiernan el intercambio de los gases entre el océano y la atmósfera, con especial énfasis en el bióxido de carbono. Dentro de la segunda parte, referente a los ciclos biogeoquímicos del carbono, Hernández-Ayón y colaboradores presentan información sobre los procesos que ocurren en la región central del Golfo de California bajo diferentes condiciones temporales y espaciales, mientras que González-Ocampo y colaboradores y García-Villalobos y Escobar-Briones describen el estado que guarda el conocimiento sobre el carbono orgánico en el agua y los sedimentos, respectivamente, del Golfo de México. En esa misma sección, la contribución de Maske y colaboradores sobre el papel de los microbios heterótrofos, y las de Lavaniegos y García-Pámanes y colaboradores sobre el rol del zooplancton, en el ciclo del carbono, ofrecen una primera visión acerca de la gran importancia de estos organismos en el flujo vertical y temporal de este vital elemento en el océano. Estos autores también resaltan la urgente necesidad de que se profundice en el estudio de estos procesos en aguas mexicanas.

Una de las interrogantes más recientes en el tema es acerca de la participación de los sistemas costeros y lacustres en el balance del carbono en la atmósfera. Sin duda, es aquí donde a nivel mundial se requiere de una mayor generación de información si es que se pretende obtener buenos resultados al aplicar modelos sobre el balance del carbono y su relación con el cambio climático. En la tercera parte de esta obra, las contribuciones de Hernández-Alfonso y colaboradores, Escobedo-Urías y colaboradores, Hernández-Ayón y colaboradores y Calvario-Martínez y Domínguez-Jiménez, en el ámbito de los sistemas lagunares y costeros, son estudios que representan apenas un bosquejo de la problemática existente, y muestran también la falta de información acerca de los muchísimos cuerpos costeros de nuestro país. Entre todos presentan información acerca de sólo dos lagunas costeras del estado de Sinaloa y dos del estado de Baja California. Evidentemente, hace falta conocer la problemática de los cuerpos de agua de otros estados y de regiones del país que cuentan con una gran cantidad de estos sistemas. Sin embargo, es todavía más evidente la falta de conocimiento acerca de las aguas lacustres del país, ya que la de Alcocer y colaboradores, aunque muy importante, ha sido la única contribución al estudio del papel del carbono en estos ecosistemas que hemos logrado incluir en la compilación. También en la tercera parte de este libro, los trabajos de Ibarra-Obando y colaboradores sobre la

contribución de los pastos marinos al ciclo del carbono en regiones costeras y el de Calderón-Aguilera y colaboradores sobre la de los arrecifes coralinos, muestran también la necesidad de mayores investigaciones acerca de otros ecosistemas de gran importancia ecológica. Así, hace falta estudiar ambientes como, por ejemplo, manglares, praderas de marismas, mantos de microalgas y microalgas bentónicas, con el fin de contar con una evaluación más certera sobre el papel de los ecosistemas someros al ciclo del carbono.

Tal vez por la facilidad de su estudio por medio de sensores remotos o debido a las características de los grupos de trabajo que se han desarrollado en nuestro país, se ha logrado incluir en la cuarta parte, Procesos a escalas diversas en el océano marino, varias contribuciones de Martínez-Gaxiola y colaboradores, de Aguirre-Gómez y Salmerón-García, y de Fuentes-Yaco y colaboradores, sobre procesos del carbono que comprenden una escala más amplia en el océano. De la misma manera, Espinosa-Carreón y colaboradores, Sosa-Ávalos y colaboradores y Hernández-de la Torre y colaboradores, han utilizado una combinación de fuentes de información histórica y de campañas oceanográficas para ofrecer resultados en escalas espaciales y temporales diversas acerca de la variabilidad de la producción del carbono orgánico en el océano. Esta forma de analizar la información podría ser una de las más factibles para sustentar, en el largo plazo, el estudio del ciclo del carbono en los mares mexicanos y su efecto en el cambio climático.

Uno de los retos no totalmente resueltos en el estudio del ciclo del carbono consiste en estimar adecuadamente los flujos tanto entre el océano y la atmósfera ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ), como de material orgánico particulado hacia el fondo del mar y los lagos. Para calcular estos flujos océano-atmósfera se requiere información como la presentada en la quinta parte por De La Cruz y colaboradores para las aguas del Pacífico frente a Baja California, así como de contribuciones como las de Alvarez-Borrego, Camacho-Ibar y colaboradores y Martínez-Gaxiola y colaboradores, los cuales muestran una amplia variabilidad, tanto espacial como temporal en sistemas oceánicos y costeros. Es evidente que las aguas costeras y la incertidumbre derivada de eventos extremos como los florecimientos algales, presentan problemas no resueltos en los modelos utilizados para estimar el balance global de los gases que producen el efecto invernadero. La otra componente importante abordada en esta misma sección son los flujos de material particulado originados por procesos biológicos, analizados por Lara-Lara y colaboradores, o los flujos sedimentarios registrados por Silverberg y colaboradores y Sánchez y Carriquiry en cuencas anóxicas de nuestros mares. Estos últimos registros ofrecen la oportunidad única de estudiar la variabilidad de los ciclos del carbono en mares

mexicanos en una mayor escala temporal (cientos a miles de años) y su relación con el cambio climático.

Finalmente, en la sexta parte, Enríquez-Hernández y colaboradores exploran una aplicación potencial de la producción del carbono orgánico en el manejo oceánico. Éste es un planteamiento novedoso al tratar de caracterizar y posteriormente regionalizar los mares mexicanos a partir del conocimiento de la variabilidad espacial y temporal de la producción primaria. Su utilización por los tomadores de decisión y por personal responsable del manejo sustentable de nuestros mares y costas será primordial en el uso racional de nuestros recursos marinos.

## AGRADECIMIENTOS

El apoyo y disposición del Presidente del INE, Dr. Adrián Fernández, y del Director del CICESE, Dr. Federico Graef, fue fundamental para el desarrollo de este libro. Para la elaboración del mismo contamos con la invaluable ayuda y profesionalismo del M. en C. Manuel Gardea Ojeda, quien se encargó de todo el proceso de formato y edición final de los documentos. La labor académica y desinteresada de los árbitros y revisores de las contribuciones que conformaron la versión final de este libro, resultó en mejorar sustancialmente la calidad del material publicado.

También deseamos agradecer el trabajo de los siguientes revisores de los artículos que componen esta obra:

Sergio Aguñiga García. CICIMAR-IPN . Correo-e: [saguini@ipn.mx](mailto:saguini@ipn.mx)

Raúl Aguirre Gómez. IG-UNAM. Correo-e: [raguirre@igiris.igeograf.unam.mx](mailto:raguirre@igiris.igeograf.unam.mx)

Javier Alcocer Durand. FES-Iztacala, UNAM.

Correo-e: [jalcocer@servidor.unam.mx](mailto:jalcocer@servidor.unam.mx)

Saúl Alvarez Borrego. DE-CICESE. Correo-e: [alvarezb@cicese.mx](mailto:alvarezb@cicese.mx)

Alejandro Cabello Pasini. IIO-UABC. Correo-e: [acabello@uabc.mx](mailto:acabello@uabc.mx)

Omar Calvario Martínez. CIAD-Mazatlán Correo-e: [ocalvario@ciad.mx](mailto:ocalvario@ciad.mx)

Víctor Froylán Camacho Ibar. IIO-UABC. Correo-e: [vcamacho@uabc.mx](mailto:vcamacho@uabc.mx)

Juan Pablo Carricart Ganivet. ECOSUR. Correo-e: [jpcarri@ecosur-qroo.mx](mailto:jpcarri@ecosur-qroo.mx)

José Domingo Carriquiry Beltrán. IIO-UABC. Correo-e: [jose\\_carriquiry@uabc.mx](mailto:jose_carriquiry@uabc.mx)

Roberto Enríquez Andrade. FCM-UABC. Correo-e: [enriquez@uabc.mx](mailto:enriquez@uabc.mx)

Gilberto Enríquez Hernández. INE-SEMARNAT. Correo-e: [enrigil@ine.gob.mx](mailto:enrigil@ine.gob.mx)

Elva Escobar Briones. Correo ICMYL-UNAM. Correo-e: [escobri@mar.icmyl.unam.mx](mailto:escobri@mar.icmyl.unam.mx)

Teresa Leticia Espinosa Carreón. CIIDIR-IPN. Correo-e: [tespinosac@ipn.mx](mailto:tespinosac@ipn.mx)

Jaime Färber Lorda. DE-CICESE. Correo-e: [jfarber@cicese.mx](mailto:jfarber@cicese.mx)

Cesar Fuentes Yaco. BIO, Canadá. Correo-e: [fuentes-yacoc@mar.dfo-mpo.gc.ca](mailto:fuentes-yacoc@mar.dfo-mpo.gc.ca)

Artemio Gallegos García. ICMYL-UNAM. Correo-e: gallegos@icmyl.unam.mx  
Ernesto García Mendoza. DOB-CICESE. Correo-e: ergarcia@cicese.mx  
Juan Carlos Herguera García. DE-CICESE. Correo-e: herguera@cicese.mx  
José Martín Hernández Ayón. IIO-UABC. Correo-e: jmartin@uabc.mx  
José Rubén Lara Lara. DOB-CICESE. Correo-e: rlara@cicese.mx  
Lucila Lares Reyes. DOB-CICESE. Correo-e: llares@cicese.mx  
Bertha Lavaniegos Espejo. DOB-CICESE. Correo-e: berlav@cicese.mx  
Salvador Lluch Cota. CIBNOR. Correo-e: slлуч@cibnor.mx  
Luís Calderón Aguilera. DE-CICESE. Correo-e: leca@cicese.mx  
Vinicio Macías Carranza. IIO-UABC. Correo-e: vmacias@uabc.mx  
Aída Martínez López. CICIMAR-IPN. Correo-e: amartin@ipn.mx  
Marcos David Martínez Gaxiola. CETMAR-DGCyTM  
Correo-e: mdmartin@cicese.mx  
Helmunt Maske. DOB-CICESE. Correo-e: hmaske@cicese.mx  
Roberto Millán Núñez. FCM-UABC. Correo-e: rmillan@uabc.mx  
Norman Silverberg. CICIMAR-IPN. Correo-e: silverb@ipn.mx  
Stephen Smith. DE-CICESE. Correo-e: svsmith@cicese.mx  
Ramón Sosa Ávalos. FCM-UCOL. Correo-e: rsosa@ucol.mx  
Eduardo Suárez Morales. ECOSUR. Correo-e: esuarez@ecosur-qroo.mx  
José Eduardo Valdéz Holguín. DICTUS-USON.  
Correo-e: jvaldez@guayacan.uson.mx  
Gerardo Verdugo Díaz. CICIMAR-IPN. Correo-e: gverdugo@ipn.mx

*Gilberto Gaxiola-Castro*  
CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA  
Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA

*Benigno Hernández-de la Torre*  
INSTITUTO NACIONAL DE ECOLOGÍA, SEMARNAT



## SÍMBOLOS Y UNIDADES

---

Abundancia relativa de  $^{13}\text{C}$  con respecto a un patrón:  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$   
Alcalinidad de los carbonatos:  $A_{\text{C}} = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}]$   
Alcalinidad total:  $A_{\text{T}} = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{B}(\text{OH})_4^-]$   
Capa de mezcla: CM (m)  
Carbono inorgánico disuelto: CID  
Carbono inorgánico total:  $\Sigma\text{CO}_2$ ; Ct; TCO<sub>2</sub> =  $[\text{CO}_2] + [\text{H}_2\text{CO}_3] +$   
 $[\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}]$   
Carbono inorgánico:  $C_{\text{inorg}}$   
Carbono orgánico particulado: COP  
Carbono orgánico:  $C_{\text{org}}$   
Clorofila a: Chl a; Cl a; Cla a ( $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ )  
Eficiencia de crecimiento del carbono en bacterias: BCGE (*bacterial carbon growth efficiency*)  
Flujo de  $\text{CO}_2$  océano-atmósfera: F; FCO<sub>2</sub>  
Flujo de masa total: FMT  
Gigatonelada: Gt =  $10^9$  toneladas  
Hierarchical Data Format: HDF  
Irradiancia fotosintéticamente activa: PAR  
Materia orgánica disuelta y particulada: MOD; MOP  
Petagramo: Pg =  $10^{15}$ g  
Potencial hidrógeno: pH

Presión parcial de CO<sub>2</sub>: pCO<sub>2</sub>; pCO<sub>2mar</sub>; pCO<sub>2atm</sub> (ppm;  $\mu$ atm)  
Producción primaria nueva: P<sub>nueva</sub>; PN (GtC, tC, gC m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>)  
Producción primaria regenerada: P<sub>reg</sub>; PR (GtC, tC, gC m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>)  
Producción primaria total: P<sub>total</sub>; P<sub>T</sub>; PP (GtC, tC, gC m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>)  
Productividad neta: PN  
Respiración: R  
Toneladas de carbono por día, año: tC d<sup>-1</sup>; tC año<sup>-1</sup>  
VGPM: (*Vertically Generalized Production Model*) propuesto por  
Behrenfeld y Falkowski (1997)  
Zona de oxígeno mínimo: ZOM  
Zona eufótica: ZE

Primera parte

---

*Generalidades  
del CO<sub>2</sub> en el océano  
y en la atmósfera*





# 1 PRINCIPIOS GENERALES DEL CICLO DEL CARBONO EN EL OCÉANO

---

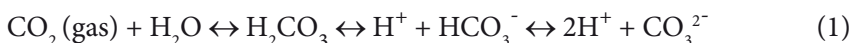
S. Alvarez-Borrego

*The main source of carbon throughout earth's history has been in the form of carbon dioxide ejected into the atmosphere by volcanoes. Over time volcanoes have added  $\sim 60 \times 10^{15}$  tons of carbon dioxide to the atmosphere and are still adding a further  $0.04 \times 10^9$  tons year<sup>-1</sup>. The oceanic plankton has sequestered the vast majority (99.5%) of all of the carbon ever issued into the atmosphere by volcanoes, forming sedimentary rocks and sedimentary organic matter. If no oceans existed to form the sediments, the concentration of carbon dioxide in the atmosphere would be far higher than it is and the average temperature on the earth would be closer to that found on Venus, which does have a high concentration of CO<sub>2</sub> and where it is too hot for water to remain liquid. It is obvious that the processes controlling the disposition of the gas are vital to understanding the climate system of the world.*

Roger Revelle (1982)

## INTRODUCCIÓN

La atmósfera está formada principalmente por nitrógeno (78%), oxígeno (21%) y argón (~1%). El bióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) constituye solamente ~0.038% del total (380 ppm ó  $\mu\text{atm}$  en unidades de presión parcial). Sin embargo, la solubilidad del CO<sub>2</sub> en el agua de mar es mayor que la del nitrógeno y la del oxígeno. Esto se debe a que el CO<sub>2</sub> disuelto reacciona con el agua formando ácido carbónico y sus productos de disociación, bicarbonato y carbonato:

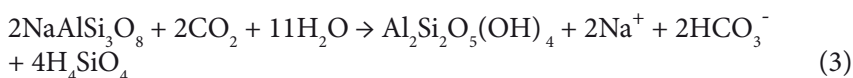


La suma de las concentraciones de todas las especies químicas del bióxido de carbono disuelto se denomina bióxido de carbono inorgánico total (TCO<sub>2</sub> = [CO<sub>2</sub>] + [H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>] + [HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>] + [CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>]) (también simbolizado como  $\Sigma\text{CO}_2$  y Ct) y se expresa en milimoles por kilogramo (o por litro) de agua de mar. Debido a la reacción (1), y al rango de pH del agua de mar, el CO<sub>2</sub> como gas disuelto está presente en cantidades muy pequeñas en el agua de mar (~ 0.23 ml l<sup>-1</sup>), pues no llega al 2% del TCO<sub>2</sub>. La especie química más abundante es el bicarbonato, que es la que se consume por fotosíntesis. La solubilidad de los gases generalmente disminuye con el aumento de temperatura y salinidad, y aumenta con el aumento de presión (profundidad) (como en la soda en el interior de una botella cerrada). Con el consumo de CO<sub>2</sub> por fotosíntesis o por fuga hacia la atmósfera, la reacción (1) se mueve hacia la izquierda y la concentración de H<sup>+</sup> disminuye, por lo que el pH aumenta; mientras que cuando se aumenta el CO<sub>2</sub>, por respiración o por aporte externo, la reacción (1) se mueve hacia la derecha, la concentración de H<sup>+</sup> aumenta y el pH disminuye (Libes 1992).

El agua de mar en equilibrio con el CO<sub>2</sub> atmosférico es ligeramente alcalina, con un pH de 8.1 a 8.3. El pH puede aumentar en las aguas superficiales mediante el consumo de CO<sub>2</sub> por fotosíntesis, pero normalmente no excede 8.4 con excepción de ciertas condiciones en pozas de entre-mareas, lagunas costeras o estuarios. Por debajo de la zona eufótica, o zona iluminada, el CO<sub>2</sub> aumenta por respiración; por debajo de algunos cientos de metros de profundidad también aumenta por disolución de exoesqueletos de carbonato de calcio (CaCO<sub>3</sub>). A medida que el TCO<sub>2</sub> aumenta el pH disminuye típicamente a valores de 7.6–7.8, aunque puede alcanzar valores de 7.5 o menos en aguas de baja salinidad o en condiciones anaeróbicas, donde las bacterias usan el oxígeno de los sulfatos para respirar y producen ácido sulfhídrico.

En lugares donde los sulfatos se han consumido, la respiración bacteriana puede utilizar el oxígeno del  $\text{CO}_2$  y producir hidrocarburos como el metano ( $\text{CH}_4$ ). Bajo estas condiciones el pH se puede elevar a valores tan altos como 12 (Broecker y Peng 1982).

El agua de lluvia contiene gases disueltos, entre ellos  $\text{CO}_2$ , por lo que es ligeramente ácida (pH  $\sim 5.7$ ). Cuando la lluvia cae en tierra, la acidez se neutraliza por reacciones con los minerales de suelos y rocas, como por ejemplo:



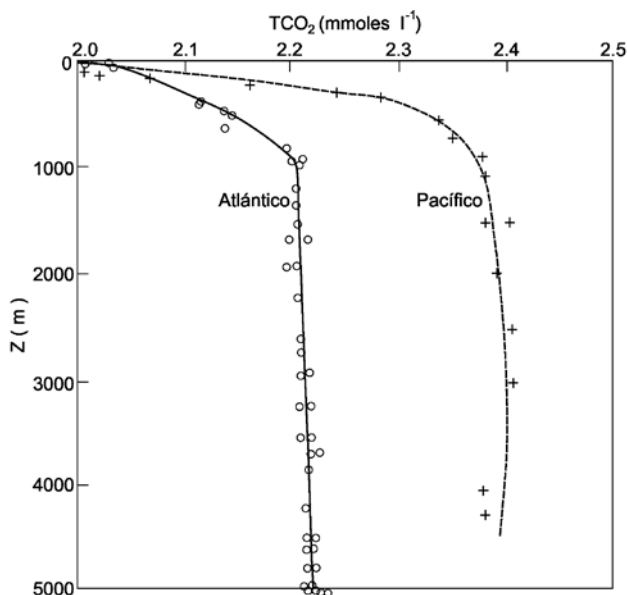
Esto aumenta grandemente las concentraciones de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{HCO}_3^-$  en las aguas de los ríos, con respecto al agua de lluvia. A lo largo de eras geológicas el pH del agua de mar ha estado determinado por el intemperismo de rocas ígneas (similar a la reacción 3), lo cual fue anterior a la formación de rocas sedimentarias; mientras que en la escala de menos de unos miles de años el sistema del  $\text{CO}_2$  controla los cambios de pH del agua de mar (Pytkowicz 1972). Las reacciones entre los minerales de silicatos y el agua de mar han determinado que los valores de pH estén cercanos a 8, y el sistema del  $\text{CO}_2$  controla los cambios finos entre  $\sim 7.6$  y  $\sim 8.2$  (Sillen 1961).

Los océanos tienen una circulación profunda termohalina. A grandes rasgos, el agua se calienta en las regiones ecuatoriales, luego se mueve hacia los polos en las grandes corrientes occidentales de cada cuenca oceánica, transfiriendo calor hacia la atmósfera. En las regiones sub-árticas el enfriamiento y la formación de hielo causan que el agua se haga más densa. Esta agua se hunde para formar el agua profunda. Su hundimiento es el inicio de una larga jornada. Parte de esta agua profunda viaja hacia el sur en el Atlántico, se mueve hacia el Pacífico y el Índico vía las aguas circumpolares del Antártico y luego se mueve lentamente hacia el norte en un viaje que puede tomar por el orden de mil años. A profundidad, la respiración degrada la materia orgánica y los exoesqueletos de  $\text{CaCO}_3$  se disuelven, la distribución horizontal del  $\text{TCO}_2$  muestra un aumento de concentración en la dirección de la circulación del agua. Los más altos valores de  $\text{TCO}_2$  se encuentran en las aguas intermedias y profundas del Pacífico tropical oriental que son las más viejas, desde que se originaron en la superficie del Atlántico norte. Las aguas intermedias y profundas del Pacífico tienen 10% más de carbono inorgánico

disuelto que las del Atlántico (fig. 1) (Broecker 1974). Además, el Pacífico es mucho más extenso, por lo que contiene mucho más carbono inorgánico disuelto que el Atlántico.

En la parte superficial de la región fría del océano, donde se forma el agua profunda, se disuelven grandes cantidades de CO<sub>2</sub> en el agua, que luego se hunde a grandes profundidades para no estar más en contacto con la atmósfera por mucho tiempo. Desde hace 200 años, parte de este CO<sub>2</sub> es antropogénico. Por el contrario, en regiones donde surge el agua hacia la superficie, especialmente en las grandes surgencias de la divergencia tropical, el calentamiento de las aguas frías causa que miles de millones de toneladas de CO<sub>2</sub> pasen del agua a la atmósfera. Por otro lado, hay procesos biológicos que consumen el CO<sub>2</sub> de las aguas superficiales y esto resulta en una transferencia de la atmósfera al

Figura 1. Distribución vertical del TCO<sub>2</sub> en el Atlántico (36°N, 68°W) y en el Pacífico (28°N, 122°W) (nótese que la comparación es exagerada visualmente porque la escala horizontal no empieza en cero y de esa forma la diferencia se maximiza) (tomada de Broecker 1974; datos de Weiss R, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, CA)



agua y finalmente a las aguas profundas. A través de épocas geológicas estos procesos biológicos han removido más del 99% del  $\text{CO}_2$  que ha entrado a la atmósfera por actividad volcánica. El plancton ha consumido el  $\text{CO}_2$  y lo ha sedimentado al fondo marino formando, entre otras cosas, las rocas calcáreas y los combustibles fósiles. Esto ha conducido a la formación de una atmósfera rica en oxígeno.

Por lo anterior, en sentido estricto no se puede hablar de un “ciclo” del carbono. En la escala geológica lo que ha movido al carbono ha sido un proceso lineal de secuestro continuo que ha almacenado el  $\text{CO}_2$  emanado de los volcanes para terminar con una atmósfera pobre en  $\text{CO}_2$ ; de los volcanes a la atmósfera, de la atmósfera al agua y del agua a los sedimentos, hasta formar rocas sedimentarias. El resultado final es que se han secuestrado  $\sim 5 \times 10^{16}$  toneladas de carbono (t C) en forma de caliza y dolomita,  $\sim 1 \times 10^{16}$  t C en forma de materia orgánica en los sedimentos,  $\sim 5 \times 10^{12}$  t C como combustibles fósiles,  $\sim 37 \times 10^{12}$  t C como carbono inorgánico disuelto en el océano,  $\sim 1.6 \times 10^{12}$  t C como materia orgánica de los suelos,  $\sim 800 \times 10^9$  t C como biota terrestre,  $\sim 1 \times 10^{12}$  t C como materia orgánica disuelta en el mar, y  $\sim 3 \times 10^9$  t C como biota marina (Post *et al.* 1990). Si no hubiesen existido los océanos para formar los sedimentos y las rocas sedimentarias, la concentración de  $\text{CO}_2$  en la atmósfera sería mucho más elevada y la temperatura media de nuestro planeta sería comparable con la de Venus cuya elevadísima concentración de  $\text{CO}_2$  lo hace tan caliente que el agua no permanece líquida en su superficie. En este sentido la biología ha controlado los procesos físicos en nuestro planeta. La atmósfera contiene  $\sim 0.75 \times 10^{12}$  t C y cada año la sociedad humana produce  $\sim 7 \times 10^9$  t C en forma de  $\text{CO}_2$  (equivalente a más del doble del carbono contenido en toda la biota marina) debido a la quema de combustibles fósiles, fabricación de cemento, deforestación y cambios en el uso de suelo. La “bomba biológica” deposita en los fondos marinos  $\sim 0.1 \times 10^9$  t C  $\text{año}^{-1}$  (Post *et al.* 1990), y aunque esto ha sido muy efectivo para secuestrar  $\text{CO}_2$  en la escala geológica está muy lejos de compensar apropiadamente el aporte antropogénico de  $\text{CO}_2$  en el corto plazo.

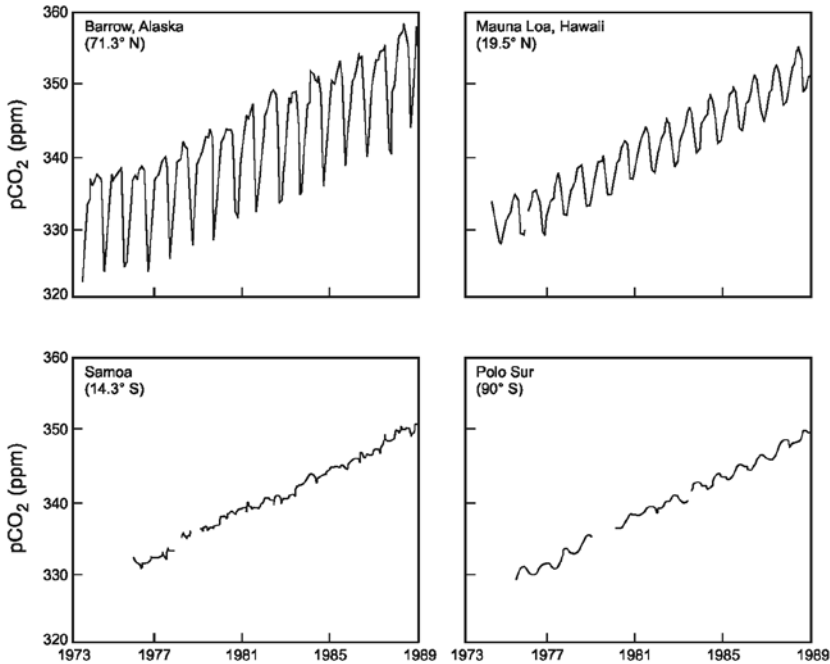
La “bomba biológica” juega un papel importante en la distribución de carbono en el océano, y a través de esto en la  $\text{pCO}_2$  atmosférica. La “bomba biológica” es responsable del 75% de la diferencia del  $\text{TCO}_2$  entre las aguas superficiales y las profundas, el resto se debe a las diferencias de solubilidad por temperatura. Por lo tanto, los procesos biológicos afectan la capacidad del océano para absorber  $\text{CO}_2$  antropogénico porque influyen la composición química de las aguas superficiales. Sin embargo, la única manera en que los

procesos biológicos pueden jugar un papel directo en la absorción oceánica del CO<sub>2</sub> antropogénico es si cambiaran con el tiempo. Los cambios necesarios de estos procesos biológicos para tener un impacto significativo son muy improbables (Sarmiento y Siegenthaler 1992).

## IMPACTO ANTROPOGÉNICO EN LA CONCENTRACIÓN DE CO<sub>2</sub> EN LA ATMÓSFERA

En los últimos doscientos años la sociedad humana ha introducido a la atmósfera ~400 petagramos de carbono (1 Pg C = mil millones de toneladas de carbono = 1 Gt C) en forma de CO<sub>2</sub> a través de procesos como la deforestación, quema de combustibles fósiles, fabricación de cemento (que consume caliza) y cambios en el uso de suelo. Aproximadamente 30% de este carbono ha sido absorbido por el mar (Sabine *et al.* 2004). El efecto neto de este proceso ha sido un aumento de ~100 ppm en la presión parcial del CO<sub>2</sub> (pCO<sub>2</sub>) atmosférica. La concentración de CO<sub>2</sub> en la atmósfera ha aumentado progresivamente casi de una manera lineal (Keeling 1968). Este aumento ha sido monitoreado desde los años cincuenta del siglo XX y más ampliamente desde los setenta. La figura 2 muestra un ejemplo de esta tendencia de aumento de la pCO<sub>2</sub> atmosférica en cuatro puntos del planeta. En el hemisferio norte, además del aumento monótono existe una clara variación estacional (con un rango de hasta ~10 ppm) con valores atmosféricos más bajos en verano debido a la biomasa vegetal acumulada. Este tipo de variación es muy leve en medio del Pacífico sur tropical, lejos de la influencia directa de los continentes, y en altas latitudes sureñas donde la masa continental y su vegetación es mucho menor que en el norte (fig. 2). Nótese que el promedio anual es similar en los cuatro puntos geográficos y sólo hay diferencias en los cambios estacionales. Esta tendencia de aumento *cuasi*-lineal tiene una pendiente de ~1.54 ppm año<sup>-1</sup>, se ha mantenido en las últimas décadas y nos ha llevado a un valor medio global de pCO<sub>2</sub> atmosférica en 2006 de ~380 ppm (el valor de la era pre-industrial fue 280 ppm). En los últimos 11,000 años antes de la era industrial hubo una estabilidad muy notable del contenido del CO<sub>2</sub> atmosférico, con variaciones <20 ppm. En este contexto de escala grande de tiempo el aumento antropogénico de ~100 ppm durante los últimos 200 años es una alteración dramática (Sabine *et al.* 2004). Por lo anterior se espera que haya un incremento de la temperatura media global. A esto se le llama “efecto invernadero”. Antes de que se realice una predicción exacta de este efecto es menester que se entienda el papel del océano como sumidero de parte de este exceso de CO<sub>2</sub>.

Figura 2. Ciclos estacionales y tendencia de cambio de la  $p\text{CO}_2$  atmosférica para diferentes lugares del océano (tomada de Libes 1992)



Es interesante notar que en la escala de los últimos 160,000 años los cambios más grandes de  $p\text{CO}_2$  atmosférica fueron  $\sim 100$  ppm y estuvieron asociados a cambios en la temperatura atmosférica media de  $\sim 12^\circ\text{C}$ , mientras que en los últimos 200 años con un cambio similar de  $p\text{CO}_2$  atmosférica el cambio de la temperatura ha sido de sólo  $\sim 0.4^\circ\text{C}$  (Schneider 1989), lo cual indica que no hay una relación de causa a efecto sencilla y lineal entre el aumento de  $p\text{CO}_2$  atmosférica y el incremento global medio de temperatura.

La quema de combustibles fósiles produjo 6.3 Pg C en forma de  $\text{CO}_2$  en 2002 (CDIAC 2003), la producción de cemento produjo 0.22 Pg C y otros usos de carbón mineral pudiesen haber producido otro tanto de lo que produjo la manufactura de cemento (Zhang *et al.* 1998). En términos de energía producida los combustibles fósiles están constituidos aproximadamente por un 45% de petróleo, 28% de carbón y 27% de gas natural. Si se mantuviese



la velocidad de consumo, las reservas probadas de carbón, petróleo y gas durarían 216, 40 y 62 años, respectivamente (explotándolas con la tecnología con que se cuenta actualmente y de una manera redituable) (BP 2003). Pero si se agregan las estimaciones de mantos no descubiertos de petróleo y gas, éstos aumentan a 101 y 142 años, respectivamente (Ahlbrandt *et al.* 2000). La quema de estos combustibles fósiles también produce otros compuestos además del CO<sub>2</sub>, principalmente CO. Hasta antes de 1970 las emisiones de CO<sub>2</sub> por cambios en el uso de suelo eran mayores que las emisiones por quema de combustibles fósiles. En los pastizales y las tierras de cultivo se producen grandes emisiones de compuestos orgánicos volátiles y de otros gases de invernadero tales como N<sub>2</sub>O y CH<sub>4</sub>.

## ALCALINIDAD Y SOLUBILIDAD DEL CARBONATO DE CALCIO

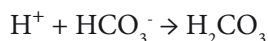
Las conchas marinas que se observan en las playas forman una fracción muy pequeña de los carbonatos de los sedimentos. La mayoría del CaCO<sub>3</sub> biogénico se precipita en la forma de exoesqueletos microscópicos de plancton; es producido principalmente por cocolitofóridos que son elementos del fitoplancton, por foraminíferos que son protozoarios, y por pterópodos que son gasterópodos. Los exoesqueletos de los dos primeros están compuestos de calcita, mientras que la parte dura de los últimos está hecha de aragonita. Aragonita y calcita son dos formas cristalinas con la misma fórmula química (CaCO<sub>3</sub>). La aragonita es más soluble que la calcita, por lo que los pterópodos no se preservan tan bien como los cocolitos y los forámenes. Se podría pensar que las regiones oceánicas donde hay mayor productividad biológica tendrían concentraciones mayores de carbonatos en el sedimento. Pero la distribución de los depósitos de carbonatos depende más de la batimetría que de la productividad primaria. En el mar, a mayor profundidad el CaCO<sub>3</sub> es más soluble (por el efecto de la presión), por lo que éste se acumula en las zonas menos profundas, como las cordilleras oceánicas.

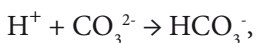
Las aguas oceánicas superficiales, hasta unos cientos de metros de profundidad, están sobresaturadas con respecto a CaCO<sub>3</sub>; sin embargo, su precipitación espontánea inorgánica no ocurre debido al efecto inhibitor del ión Mg<sup>2+</sup> y por las películas orgánicas que cubren las partículas pequeñas que podrían actuar como núcleos de precipitación (Pytkowicz 1972). Para que ocurra la precipitación de CaCO<sub>3</sub> se requiere la intervención de los organis-

mos que forman estructuras duras. Las aguas profundas están por debajo del nivel de 100% de saturación de  $\text{CaCO}_3$ . Inmediatamente por debajo de la isograma del 100% de saturación ( $\sim 500$  m), la cual generalmente se refiere a calcita, la disolución es muy lenta y poco significativa. La profundidad en la que la disolución es significativa, evidenciada por la disminución drástica de  $\text{CaCO}_3$  en los sedimentos, se denomina lisoclina ( $\sim 4000$  m). En la lisoclina, y por encima de ella, todavía hay acumulación de  $\text{CaCO}_3$  en los sedimentos porque la velocidad de arribo de exoesqueletos es mayor a la velocidad de su disolución. La profundidad donde la velocidad de arribo es igual a la velocidad de disolución se denomina profundidad de compensación ( $\sim 4600$  m). Mientras que la profundidad de la lisoclina está determinada por el pH y el equilibrio del sistema de los carbonatos que determinan el producto aparente de solubilidad del carbonato de calcio ( $K_{\text{sp}}^* = [\text{Ca}^{2+}]_{\text{Saturación}} \times [\text{CO}_3^{2-}]_{\text{Saturación}}$ ), la profundidad de compensación está también en función de la velocidad de arribo de las partículas calcáreas que se hunden desde la superficie. La preservación de  $\text{CaCO}_3$  en los sedimentos está controlada por procesos cinéticos y termodinámicos que determinan la velocidad de disolución de los exoesqueletos en el mar profundo. La solubilidad del  $\text{CaCO}_3$  aumenta con la disminución de la temperatura y con el aumento de presión, por lo que los exoesqueletos se disuelven más rápidamente a profundidad mayor (Heath y Culberson 1970).

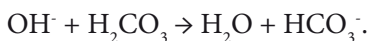
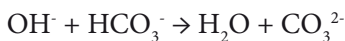
En el agua de mar la mayor parte de los carbonatos y bicarbonatos no están electro-neutralizados por iones hidrógeno porque mientras aquellos tienen concentraciones de  $10^{-3}$  moles por litro, el ión hidrógeno tiene concentraciones por el orden de  $10^{-8}$  moles por litro ( $\text{pH} = -\log a_{\text{H}^+}$ ;  $a_{\text{H}^+} = 10^{-\text{pH}}$ ;  $[\text{H}^+] = f a_{\text{H}^+}$ ; donde  $a_{\text{H}^+}$  es la actividad del ión hidrógeno y  $f$  ligeramente  $>1$ ). Como en toda solución debe haber electro-neutralidad, los iones carbonato y bicarbonato del agua de mar son neutralizados por cationes como sodio, potasio, calcio y magnesio.

La alcalinidad del agua de mar se debe a que los cationes ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ , etc.) actúan como ácidos débiles, mientras que los aniones ( $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{B}(\text{OH})_4^-$ ) son bases relativamente fuertes. Algunos cationes que pueden actuar como ácidos fuertes están en concentraciones muy bajas, y algunos aniones de concentración alta como el  $\text{Cl}^-$  son muy débiles como bases. El sistema de los carbonatos puede amortiguar los cambios de pH causados por agregar ácido:





o por agregar base:



La alcalinidad total se define para fines prácticos como la suma de las bases bicarbonato, carbonato y borato en miliequivalentes por kilogramo o por litro:  $A_T = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{B}(\text{OH})_4^-]$ , donde los paréntesis cuadrados simbolizan concentración en milimoles por kilogramo o por litro; los carbonatos tienen el factor dos por su valencia 2-, es decir, cada milimol de carbonato tiene dos miliequivalentes. Una definición más exacta incluye las bases y ácidos que están en concentraciones en el nivel de micromoles por litro (tres órdenes de magnitud más bajas) o menos. Sin embargo, debido a que las concentraciones de  $\text{CO}_3^{2-}$  y  $\text{HCO}_3^-$  son por lo menos mil veces más altas que las de las otras especies químicas (con excepción de los boratos que tienen concentración de alrededor de 0.1 miliequivalentes por kilogramo), a menudo se aproxima la alcalinidad total del agua de mar con la alcalinidad de los carbonatos:  $A_C = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}]$  (Libes 1992). La actividad biológica, respiración y fotosíntesis, y el intercambio gaseoso de CO<sub>2</sub> entre el agua y la atmósfera, no cambian la alcalinidad del agua de mar porque si, por ejemplo, se agrega CO<sub>2</sub> al agua por respiración o intercambio gaseoso con el aire éste se combina con  $\text{CO}_3^{2-}$  para formar  $\text{HCO}_3^-$ , de tal forma que  $A_T$  no cambia:



al inicio (a la izquierda de la reacción) se tienen dos equivalentes y al final (a la derecha de la reacción) se termina con dos equivalentes, y por lo tanto  $A_T$  no cambia. Si sale CO<sub>2</sub> del agua, por fotosíntesis o intercambio gaseoso, la reacción se realiza hacia la izquierda y, de nuevo,  $A_T$  no cambia.

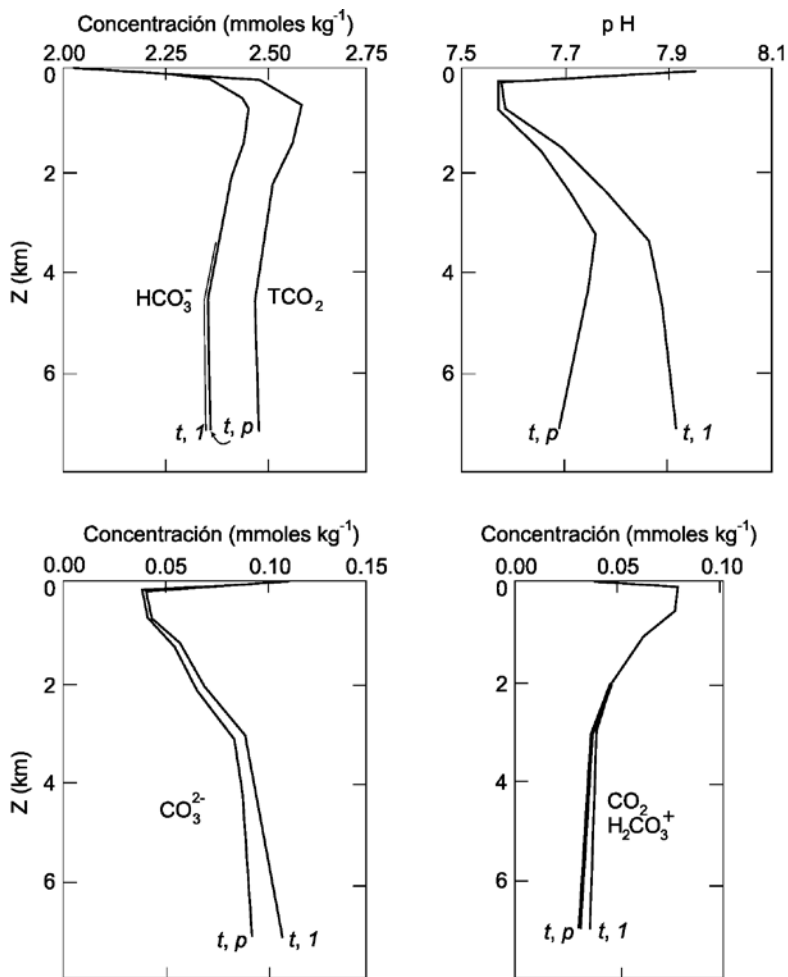
El pH y  $A_T$  se han utilizado (en combinación con el conocimiento de cómo cambian el producto aparente de solubilidad del carbonato de calcio y las constantes aparentes de disociación de los ácidos carbónico y bórico con la temperatura, salinidad y presión) para calcular el porcentaje de saturación del agua con respecto a calcita y aragonita, y para calcular el TCO<sub>2</sub> y la presión parcial de CO<sub>2</sub> en el agua (pCO<sub>2</sub>), y con ello calcular el flujo neto de CO<sub>2</sub> del

agua al aire o viceversa. Se utilizan constantes aparentes de equilibrio y no las constantes termodinámicas porque el agua de mar es una solución muy concentrada y compleja, donde todo lo imaginable, orgánico e inorgánico, está presente. La fuerza iónica en el agua de mar no hace aconsejable el uso de constantes termodinámicas de equilibrio para el propósito de calcular las concentraciones de las especies químicas del sistema del bióxido de carbono. Las variables de las cuales dependen las constantes aparentes de equilibrio son temperatura, salinidad, presión y, en el caso del producto de solubilidad del  $\text{CaCO}_3$ , la estructura cristalina (Pytkowicz 1969). El pH es la variable que se mide de la manera más sencilla y barata, mediante electrodos. La alcalinidad total ( $A_T$ ) se determina por titulación potenciométrica de una muestra de agua de mar con un ácido fuerte, como el HCl (Strickland y Parsons 1972; Hernández-Ayón 2000). Existen equipos para medir directamente  $\text{TCO}_2$  y  $\text{pCO}_2$ , tales como los que utilizan cromatografía de gases o espectrofotometría por absorción en el infrarrojo. Combinando cualquier par de variables de entre pH,  $A_T$ ,  $\text{TCO}_2$  y  $\text{pCO}_2$  se puede resolver todo el sistema del  $\text{CO}_2$  (Park 1969).

El efecto de la presión en los valores de concentración de las diferentes especies disueltas del  $\text{CO}_2$  y en el pH sólo es apreciable por debajo de los primeros ~500 m. Comparando los valores sin y con corrección por presión, con el aumento de presión (profundidad) el pH disminuye (el agua se hace más ácida), la concentración de bicarbonato aumenta (hasta en ~0.03 mili-molar), y las de carbonato,  $\text{CO}_2$  gas y ácido carbónico disminuyen, de tal forma que  $\text{TCO}_2$  no cambia (fig. 3) (Culberson y Pytkowicz 1968). Debajo de las primeras decenas de metros, el pH disminuye con la profundidad debido principalmente a la oxidación bioquímica de la materia orgánica (la respiración aumenta el  $\text{TCO}_2$  y la concentración del ión  $\text{H}^+$ ), y tiene un mínimo en el mínimo de oxígeno (Park 1966). Por debajo del mínimo el pH aumenta en correlación con el aumento de concentración del oxígeno disuelto (el efecto de la respiración es menor) y por la disolución de  $\text{CaCO}_3$ , hasta que finalmente por debajo de ~3500 m el efecto de la presión en las constantes de disociación del ácido carbónico es tan grande que hace que el pH disminuya de nuevo, por lo que a ~3500 m se presenta un máximo. En la columna de agua del Pacífico norte, donde el mínimo de oxígeno es extremo, el pH varía de valores altos de ~8.2 hasta valores tan bajos como ~7.6, con mínimo y máximo a profundidad, en función de la respiración (principalmente), temperatura, disolución de  $\text{CaCO}_3$  y presión (Park 1968).

En el caso de contar sólo con mediciones de pH superficial, se puede utilizar el concepto de alcalinidad normalizada por unidad de salinidad ( $A_T/S$ )

Figura 3. Distribución vertical del bióxido de carbono inorgánico total TCO<sub>2</sub>, pH y las diferentes especies químicas del CO<sub>2</sub> en el agua de mar, con y sin corrección por el efecto de la presión *in situ* (los subíndices significan: t temperatura *in situ*, 1 una atmósfera de presión y p las atmósferas de presión de acuerdo a la profundidad, aproximadamente cada 10 m de profundidad equivalen a una atmósfera) (tomada de Culberson y Pytkowicz 1968)



para estimar  $A_T$  a partir de la salinidad y de datos históricos de alcalinidad específica, para finalmente calcular variables como la  $p\text{CO}_2$  del agua superficial y con ella el flujo agua-aire de  $\text{CO}_2$ . La alcalinidad normalizada no varía con el tiempo, pero  $A_T$  varía con la salinidad. Además, en los primeros cientos de metros superficiales de la columna de agua, la temperatura y el pH disminuyen fuertemente con la profundidad. Esto ha conducido a la utilización de imágenes de satélite de temperatura para estimar el pH, y a su vez la  $p\text{CO}_2$ , en regiones geográficas con surgencias o intensa mezcla vertical donde existe una correlación significativa entre pH y temperatura superficiales (Zirino *et al.* 1997).

Contrario a lo que se podría pensar, en escalas cortas de tiempo la precipitación de  $\text{CaCO}_3$  para formar exoesqueletos disminuye la capacidad del agua de mar de disolver  $\text{CO}_2$  porque al consumir  $\text{Ca}^{2+}$ , para mantener la electroneutralidad disminuye la alcalinidad de los carbonatos. En la superficie, si se comienza con una situación de equilibrio entre la atmósfera y el agua, el producto final de la formación de exoesqueletos de  $\text{CaCO}_3$  es una fuga de  $\text{CO}_2$  del agua a la atmósfera:

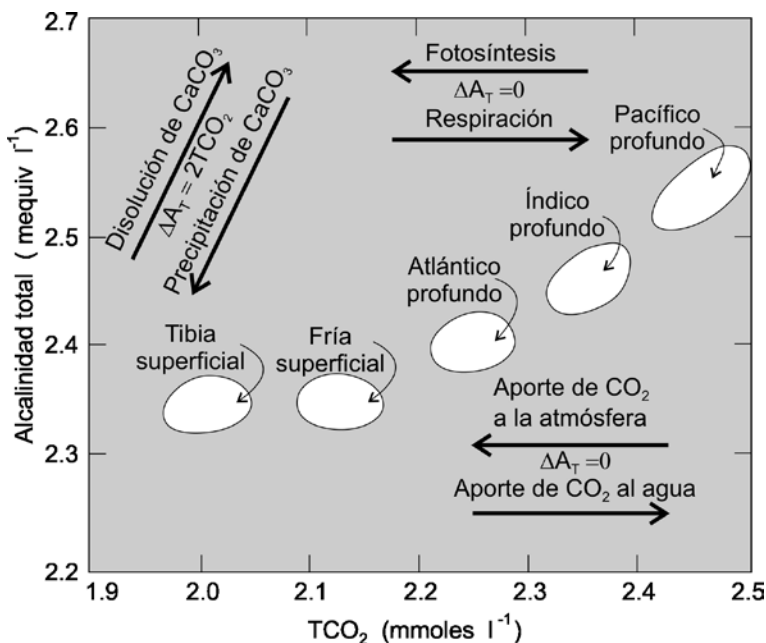


La producción de  $\text{CO}_2$  durante la formación de exoesqueletos de  $\text{CaCO}_3$  (reacción 4) hace que aumente la  $p\text{CO}_2$  del agua y escape  $\text{CO}_2$  hacia la atmósfera. En la escala geológica, el aporte de  $\text{Ca}^{2+}$  por los ríos aumenta la alcalinidad ( $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{CO}_3^{2-}$ ) y compensa la disminución por la formación de exoesqueletos. La figura 4 muestra el efecto combinado de la disolución y precipitación de carbonato de calcio, la fotosíntesis y respiración, y el intercambio gaseoso con la atmósfera sobre los valores de  $\text{TCO}_2$  y  $A_T$ , y cómo cambian estas variables desde aguas superficiales tibias y frías hasta las aguas profundas del Atlántico, Índico y Pacífico (las aguas profundas del Golfo de California están en el extremo superior derecho de la figura 4).

## PAPEL DEL OCÉANO EN EL DESTINO DEL $\text{CO}_2$ ANTROPOGÉNICO

Los océanos contienen aproximadamente cincuenta veces más  $\text{CO}_2$  que la atmósfera y como quince veces más que el contenido en suelos y biota terrestre. El  $\text{CO}_2$  se mueve entre la atmósfera y el océano por difusión molecular cuando hay una diferencia de presión parcial ( $\Delta p\text{CO}_2$ ) cerca de la interfase

Figura 4. Relación entre el TCO<sub>2</sub> y la A<sub>T</sub> en varias regiones y profundidades del océano, con indicaciones del efecto de fotosíntesis, respiración, disolución y precipitación de CaCO<sub>3</sub> e intercambio de CO<sub>2</sub> con la atmósfera (tomada de Broecker 1974).



entre ambos. Por ejemplo, cuando  $p\text{CO}_2$  de la atmósfera es mayor que la del agua superficial del mar, el  $\text{CO}_2$  se difunde hacia el agua a través de la interfase aire-agua. Basados en ~940,000 mediciones de  $p\text{CO}_2$  superficial del mar obtenidas desde los años sesenta del siglo XX se han calculado las distribuciones mensuales climatológicas (promedios de gran escala) de  $p\text{CO}_2$  en las aguas superficiales globales con una resolución espacial de  $4^\circ \times 5^\circ$  (Takahashi *et al.* 2002).

El océano actúa como un sumidero significativo del  $\text{CO}_2$  antropogénico. Debido a que el  $\text{CO}_2$  no es limitante para la fotosíntesis en el mar, su aumento no tiene un impacto significativo en los procesos biológicos marinos, tales como la producción primaria. Sin embargo, hay evidencias de que ciertas especies de cocolitofóridos muestran una reducción significativa en su habilidad para formar sus exoesqueletos debido a la disminución del pH del agua producida por el incremento del  $\text{CO}_2$  (Riebesell *et al.* 2000). La distri-

bución del  $\text{CO}_2$  antropogénico en el mar resulta de procesos que tienden al equilibrio físico-químico en la superficie del océano a medida que aumenta el  $\text{CO}_2$  atmosférico, seguidos por mezcla lenta hacia el interior del océano. La profundidad media de penetración del  $\text{CO}_2$  antropogénico en el océano global es únicamente de  $\sim 800$  m (Sabine *et al.* 2002). La mayor penetración se ha dado donde se hunden las aguas profundas, como el caso de la masa de Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW). La capacidad del océano de absorber  $\text{CO}_2$  antropogénico se ha reducido a un 15% (Le Quéré y Metzl 2004). Esto se debe a los cambios de lo que se ha llamado factor de amortiguamiento o de Revelle. El factor de Revelle se define en función de la razón entre  $\text{TCO}_2$  y  $A_T$ . Para una cierta masa de agua de mar, el factor de Revelle aumenta con la incorporación de  $\text{CO}_2$  al agua, ya que  $A_T$  se mantiene constante. La capacidad del agua de absorber  $\text{CO}_2$  es inversamente proporcional al factor de Revelle, porque con el aumento de este factor el agua se hace más ácida. Las aguas frías de latitudes altas, como las que se encuentran alrededor del Antártico, tienen baja capacidad para absorber  $\text{CO}_2$  antropogénico porque ya absorbieron grandes cantidades de  $\text{CO}_2$  previo al antropoceno (últimos 200 años) por su baja temperatura, y su factor de Revelle ya era alto. Se ha estimado una absorción global oceánica de  $\text{CO}_2$  antropogénico de  $118 \pm 19$  Pg C de 1800 a 1994. El sumidero oceánico ha absorbido 48% del total de las emisiones por quema de combustibles fósiles y producción de cemento, lo que implica que la biota terrestre ha sido una fuente neta de  $\text{CO}_2$  hacia la atmósfera de  $\sim 39 \pm 28$  Pg C en este período. Los cálculos de Sabine *et al.* (2004) para el período 1800–1994 se pueden resumir como sigue: 244 Gt C por emisiones por quema de combustibles fósiles y producción de cemento, menos 165 Gt C que se han almacenado en la atmósfera, menos 118 Gt C absorbidos por el océano, producen un balance neto de 39 Gt C de emisiones netas de la componente terrestre. Por otro lado se tienen 100 Gt C de emisiones por cambio en el uso del suelo menos 61 Gt C de absorción por la biosfera terrestre que producen el mismo balance de 39 Gt C de emisiones netas de la componente terrestre. Se estima que la fracción actual de  $\text{CO}_2$  antropogénico que se ha absorbido por el océano es como un tercio del potencial total a largo período, y que cada vez se absorberá menos y más lento por el aumento del factor de Revelle (Sabine *et al.* 2004).

La zona costera, con profundidades de hasta 200 m y que incluye bahías, estuarios y lagunas costeras, ocupa únicamente 10% del área oceánica total; sin embargo, juega un papel importante en el destino del  $\text{CO}_2$  antropogénico. Se estima que las plataformas continentales absorben  $0.36$  Gt C año<sup>-1</sup> (Chen



2004). Ochenta por ciento de la materia orgánica acumulada en los sedimentos oceánicos se deposita en la zona costera. La zona costera también es una fuente importante hacia la atmósfera de otros gases invernadero y de gases reactivos, tales como metano y sulfuro de dimetilo. Los transportes de materiales de la zona costera al océano profundo todavía no se han estudiado apropiadamente. Se requieren más datos para hacer una caracterización apropiada del papel de la zona costera en el destino del CO<sub>2</sub> antropogénico.

## AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Dr. José Martín Hernández Ayón y a un árbitro anónimo sus valiosos comentarios que sirvieron para mejorar el escrito. Las figuras fueron manejadas en su versión electrónica por JM Domínguez y F Ponce. Este trabajo fue financiado parcialmente por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología como parte del proyecto “Fuentes y sumideros de carbono en las márgenes continentales del Pacífico mexicano”, clave SEP 2004/45813.

## BIBLIOGRAFÍA

- Ahlbrandt TS, Charpentier RR, Klett TR, Schmoker JW, Schenk CJ, Ulmishek GF. 2000. Future oil and gas supplies of the world. *Geotimes* 45: 24–25.
- BP. 2003. BP statistical review of world energy. <http://www.bp.com/centres/energy/index.asp>.
- Broecker W. 1974. *Chemical Oceanography*. Harcourt, Brace, Jovanovich Inc., Orlando. 589 pp.
- Broecker W, Peng TH. 1982. *Tracers in the Sea*. Lamont-Doherty Geol. Observ. Publ., Palisades. 690 pp.
- CDIAC (Carbon Dioxide Information Analysis Center). 2003. Trends on line: A compendium of data on global change. Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge. <http://cdiac.esd.ornl.gov/trends/trends.htm>.
- Chen CTA. 2004. Exchanges of carbon in the coastal seas. En: C.B. Field y M.R. Raupach (eds.). *The Global Carbon Cycle*. Island Press, Washington. Pp 341–351.
- Culberson C, Pytkowicz RM. 1968. Effect of pressure on carbonic acid, boric acid, and the pH in seawater. *Limnol. Oceanogr.* 13: 403–417.
- Heath GR, Culberson C. 1970. Calcite: Degree of saturation, rate of dissolution, and the compensation depth in the deep oceans. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81: 3157–3160.
- Hernández-Ayón JM. 2000. Efectos de procesos físicos, químicos y biológicos sobre parámetros del sistema del CO<sub>2</sub> en dos regiones costeras: El Golfo de California

- y una región de Antártica. Tesis doctoral, Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada. 148 pp.
- Keeling CD. 1968. Carbon dioxide in surface ocean waters. 4. Global distribution. *J. Geophys. Res.* 73: 454.
- Le Querré C., Metzl N. 2004. Natural processes regulating the ocean uptake of CO<sub>2</sub>. En: C.B. Field y M.R. Raupach (eds.). *The Global Carbon Cycle*. Island Press, Washington. Pp 243–255.
- Libes SM. 1992. *An introduction to Marine Biogeochemistry*. John Wiley & Sons, New York. 734 pp.
- Park KP. 1966. Deep-Sea pH. *Science* 154: 1540–1542.
- Park KP. 1968. Seawater hydrogen-ion concentration: Vertical distribution. *Science* 162: 357–358.
- Park KP. 1969. Oceanic CO<sub>2</sub> system: An evaluation of ten methods of investigation. *Limnol. Oceanogr.* 14: 179–186.
- Post WM, Peng TH, Emanuel WR, King AW, Dale VH, DeAngelis DL. 1990. The global carbon cycle. *Am. Scie.* 78: 310–326.
- Pytkowicz RM. 1969. Use of apparent equilibrium constants in chemical oceanography, geochemistry, and biochemistry. *Geochem. J.* 3: 181–184.
- Pytkowicz RM. 1972. Calcium cycle. En: M.R. Fairbridge (ed.). *Encyclopedia of Geochemistry and Environmental Sciences*. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., Stroudsburg. Pp 120–122.
- Riebesell U, Zondervan I, Rost B, Tortell P, Zeebe R, Morel F. 2000. Reduced calcification of marine plankton in response to increased atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature* 407: 364–367.
- Revelle R. 1982. Carbon dioxide and world climate. *Scient. Am.* 247: 35–43
- Sabine CL, Heimann M, Artaxo P, Bakker DCE, Chen CTA, Field CB, Gruber N, Quéré CL, Prinn RG, Richey JE, Romero-Lankao P, Sathaye JA, Valentini R. 2004. Current status and past trends of the global carbon cycle. En: C.B. Field y M.R. Raupach (eds.). *The Global Carbon Cycle*. Island Press, Washington. Pp 17–44.
- Sabine C.L., Feely RA, Gruber N, Key RM, Lee K, Bullister JL, Wanninkhof R, Wong CS, Wallace DRW, Tilbrook B, Millero FJ, Peng TH, Kozyr A, Ono T y Rios AF. 2004. The oceanic sink for anthropogenic CO<sub>2</sub>. *Science* 305: 367–371.
- Sarmiento JL, Siegenthaler U. 1992. New production and the global carbon cycle. En: P.G. Falkowski y A.D. Woodhead (eds.). *Primary productivity and biogeochemical cycles in the sea*. Plenum, New York. Pp 317–332.
- Schneider SH. 1989. The changing climate. *Scient. Am.* 261: 70–79.
- Sillen LG. 1961. The Physical Chemistry of Sea Water. En: M. Sears (ed.). *Oceanography. Am. Assoc. Advan. Sci.* Publ. No. 67, Washington. Pp 549–581.

- Strickland JDH, Parsons TR. 1972. *A practical handbook of seawater analysis*. Bull. Fish. Res. Bd Canada. 167 pp.
- Takahashi T, Sutherland C, Sweeney C, Poisson A, Metzl N, Tilbrook B, Bates N, Wanninkhof R, Feely RA, Sabine CL, Olafsson J, Nojiri Y. 2002. Global sea-air CO<sub>2</sub> flux based on climatological surface ocean pCO<sub>2</sub>, and seasonal biological and temperature effects. *Deep-Sea Res. II* 49: 1601–1622.
- Zhang XM, Cassells CJS, van Genderen JL. 1998. Multi-sensor data fusion for the detection of underground coal fires. *Geol. Mijnb.* 77: 117.
- Zirino A, Hernández-Ayón JM, Fuhrmann RA, Alvarez-Borrego S, Gaxiola-Castro G, Lara-Lara JR, Bernstein RL. 1997. Estimate of surface pCO<sub>2</sub> in the Gulf of California from underway pH measurements and satellite imagery. *Cienc. Mar.* 23: 1–22.

## 2 LA INTERACCIÓN ENTRE EL OCÉANO Y LA ATMÓSFERA: ASPECTOS FÍSICOS RELEVANTES EN LA TRANSFERENCIA DE GASES

---

*F.J. Ocampo Torres y H. García*

### INTRODUCCIÓN

El interés por predecir las condiciones ambientales oceánicas y atmosféricas para las siguientes décadas, y siglos inclusive, nos conduce a tratar de entender adecuadamente los procesos que regulan la interacción entre el océano y la atmósfera. Por una parte se requiere simular apropiadamente la dinámica oceánica de gran escala, misma que influye decisivamente en la distribución de calor y energía en nuestro planeta. Por otra se reconoce la importancia de determinar de una forma sistemática y directa los flujos de calor, momento y gases entre el océano y la atmósfera; ya que solamente a través del conocimiento profundo de estos procesos y su incorporación adecuada en los modelos numéricos, se alcanzará una posición apropiada para poder predecir el cambio del clima de nuestro planeta y determinar con la certidumbre suficiente los escenarios a los que nos enfrentaremos en el futuro.

El establecimiento de un inventario de carbono, sobre todo de un esquema que represente las variaciones espaciales y temporales de las celdas utilizadas para establecerlo, requiere de esfuerzos considerables en la determinación precisa de las cantidades de carbono existentes en cada celda, así como de los flujos que ocurren entre ellas. Al respecto, es de gran relevancia la atmósfera y el océano así como la superficie que los separa a través de la cual se lleva a cabo la interacción entre ambos ambientes y, por supuesto, los flujos que ocurren

entre ellos. Los mares mexicanos representan celdas de diversas características dinámicas, físicas, biológicas, químicas, etc., por lo que la cuantificación y la determinación de los flujos debe realizarse con una precisión tal que sea representativa de cada una de ellas, así como tomando en cuenta su importancia relativa en un sistema regional y de mayor escala.

Para la estimación de los flujos de dióxido de carbono de forma práctica y su implementación en modelos numéricos comúnmente se hace uso de la velocidad de transferencia o de un coeficiente de transferencia, con los cuales se intenta incorporar la física de los procesos fundamentales que regulan la transferencia de un medio a otro. Por tanto, es indispensable obtener un conocimiento adecuado de la velocidad de transferencia y de la influencia de los aspectos físicos relevantes entre el océano y la atmósfera para poder establecer inventarios, climatologías y predicciones acertadas. Aunque la estimación de los flujos de manera directa se considere puntal y localizada (en tiempo y espacio) representa la mejor posibilidad de estudiar y determinar el efecto de los procesos básicos en la interacción entre el océano y la atmósfera, así como su variabilidad temporal y espacial. En la siguiente sección se abordan brevemente algunos aspectos fundamentales y modelos conceptuales de importancia en la transferencia de gases entre el océano y la atmósfera, lo que permitirá enfocar la sección subsecuente a la descripción de algunas bases para la determinación de esos flujos. Este capítulo continúa con una descripción sintetizada de algunos resultados experimentales y finalmente con reflexiones sobre las posibles implicaciones en el clima y en el establecimiento de inventarios.

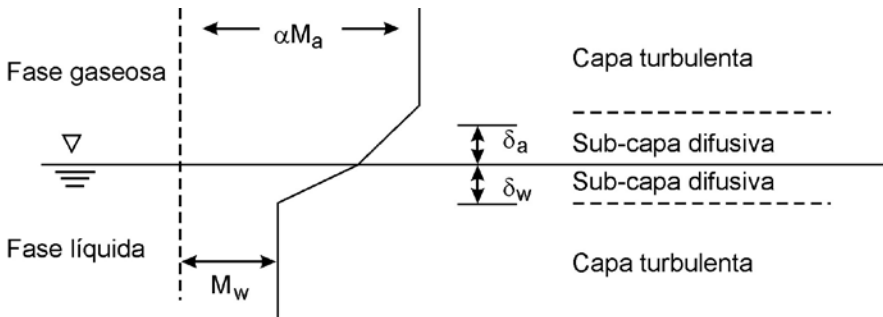
## FUNDAMENTOS Y MODELOS CONCEPTUALES

El intercambio de gases entre el océano y la atmósfera se lleva a cabo principalmente mediante los procesos de difusión molecular y difusión turbulenta. Las características físicas y químicas de las moléculas determinan la primera, misma que opera en escalas espaciales muy pequeñas, mientras que la intensidad y escalas de los movimientos turbulentos determinan la segunda.

Aunque en general la difusión turbulenta es mucho mayor que la molecular, muy cerca de la interfase, ya sea por debajo o por arriba de la superficie del mar, los movimientos turbulentos se inhiben a tal grado que la difusión molecular representa el agente dominante para la transferencia de gases. Lejos de la interfase la mezcla inducida por la turbulencia produce como resultado gradientes muy débiles de concentración de gases, mientras que en la región

más cercana a la interfase los gradientes son más intensos debido a la inhibición de los movimientos turbulentos. De esta forma se origina un modelo conceptual general del proceso de transferencia de gases en el que la capa límite a ambos lados de la interfase se divide en una sub-capa interior difusiva, con gradientes de concentración intensos y donde la difusión molecular es el principal mecanismo de transferencia de gases, y una capa exterior turbulenta con gradientes débiles y difusión turbulenta como principal mecanismo de transferencia (fig. 1). Aunque la sub-capa difusiva es muy delgada comparada con la capa turbulenta, es allí donde se presenta la mayor resistencia a la transferencia de gases a través de la interfase.

Figura 1. Representación esquemática del modelo conceptual general de la transferencia de gases.  $M$  = concentración del gas,  $\alpha$  = coeficiente de solubilidad del gas,  $\delta$  = ancho de la subcapa difusiva,  $a$  = aire y  $w$  = agua



Por otra parte, los coeficientes de difusión de los gases en el aire son del orden de  $10^4$  veces mayores que en el agua. Por lo tanto, el flujo de gases poco solubles en el agua es limitado por la resistencia que presenta la sub-capa difusiva de la fase líquida. En cambio, para los gases muy solubles, o que reaccionan rápidamente con el agua, la mayor resistencia al flujo se presenta en la sub-capa difusiva de la fase gaseosa. Los constituyentes principales del aire seco, entre los que figuran el  $O_2$  y el  $CO_2$ , son representantes de la clase de gases cuya resistencia o limitación a la transferencia reside en la fase líquida; mientras que el vapor de agua corresponde a la clase de gases limitados por la fase gaseosa.

Puesto que la densidad del agua es aproximadamente 800 veces mayor que la del aire, las propiedades del flujo de gases cuya transferencia está controlada por la sub-capa difusiva de la fase gaseosa pueden explicarse mediante el uso

de la teoría existente para describir el flujo sobre superficies sólidas (modelo clásico de flujo sobre paredes sólidas y porosas). Esta analogía puede considerarse razonable especialmente bajo condiciones de viento débil, cuando la superficie no tiene perturbaciones. Sin embargo, mediante mediciones en el laboratorio se ha demostrado que la transferencia de H<sub>2</sub>O es más lenta (con un factor de 2) con respecto a las razones de evaporación establecidas para una superficie sólida (Ocampo-Torres *et al.* 1994), particularmente en casos de flujo laminar (viento débil).

El concepto de una sub-capa difusiva, en donde reside la resistencia al intercambio de gases entre el océano y la atmósfera, nos permite aún más postular otros tipos de modelos para describir el flujo de gases a través de la superficie del mar: modelos de longitud de mezcla y modelos de renovación superficial, por ejemplo. En general cualquier proceso que induce erosión de la sub-capa difusiva o un efecto de adelgazarla, produce indirectamente un incremento del flujo del gas a través de la superficie. En ambos tipos de modelos el agente que modifica el ancho de la sub-capa difusiva es la turbulencia, pero difieren en el mecanismo por el cual se genera la erosión o mezcla de la sub-capa. En los modelos de longitud de mezcla la turbulencia se asocia con el gradiente vertical del flujo horizontal inducido por un esfuerzo tangencial sobre la superficie, y se basan en la existencia de una escala de longitud de mezcla íntimamente relacionada con la difusividad turbulenta. En los modelos de renovación superficial, en cambio, se supone que la turbulencia corresponde a pequeños remolinos que transportan periódicamente fluido hacia la superficie y la tasa de renovación ( $r$ ) del fluido determina el flujo del gas al expresar la velocidad de transferencia ( $k$ ) como  $k = (Dr)^{1/2}$ , donde  $D$  representa la difusividad molecular del gas en consideración (Dankwerts 1951).

Los modelos conceptuales resultan muy útiles al estudiar procesos individuales y han proporcionado conocimiento sólido e ideas claras del papel de algunos parámetros fundamentales, como la diferencia de concentraciones entre el agua y el aire y la velocidad del viento. Sin embargo, todos los modelos que se han descrito en la literatura representan una simplificación de los procesos que realmente ocurren en la naturaleza, por lo que no tienen la capacidad, ni se espera que la tengan, de explicar completamente la influencia de los diversos procesos que determinan el flujo de gases a través de la superficie del mar.

Algunos modelos pueden ampliarse incorporando conocimiento de las propiedades de difusión de gases en la sub-capa difusiva de la fase acuosa,

para lo que se requiere de estudios adecuados del efecto de las velocidades horizontales (fase acuosa) en la superficie, las cuales prácticamente no tienen restricciones en la región de interés. También se pueden incorporar conocimientos sobre la inyección intermitente de energía por la rompiente del oleaje, sobre los procesos de renovación rápida de las aguas superficiales por olas y burbujas, y sobre el transporte de aire y burbujas hacia profundidades considerables (del orden de metros). En gran medida, estos procesos tienen una relación muy estrecha con la disipación de la energía del oleaje, lo que refleja la importancia de este fenómeno en la transferencia de gases como el  $\text{CO}_2$  entre el océano y la atmósfera.

## DETERMINACIÓN DE LOS FLUJOS

Las primeras estimaciones del flujo de gases entre el océano y la atmósfera en términos globales se realizaron a partir de la intensidad de la fuente, tomando en cuenta la concentración de  $\text{CO}_2$  en la atmósfera, por ejemplo. Sin embargo, se ha demostrado que se obtiene una mejor estimación al considerar el flujo del gas ( $F$ ) como el producto de una velocidad de transferencia ( $k$ ), también denominada velocidad de pistón, y el gradiente de fugacidad del gas entre el aire y el agua ( $\Delta\mu$ ), expresando el flujo  $F = k\Delta\mu$ . Comúnmente se prefiere describir al gradiente de fugacidad en términos de las concentraciones del gas en el agua ( $M_w$ ) y en el aire ( $M_a$ ), por lo que el flujo se expresa como  $F = k(M_w - \alpha M_a)$ , donde  $\alpha$  es un coeficiente de solubilidad (Hasse y Liss 1980).

El uso de la velocidad de transferencia en el cálculo del flujo de gas incorpora la dependencia del flujo de factores como la difusión molecular y la viscosidad turbulenta, a través de una descripción en términos del número de Schmidt ( $Sc$ ), ya que este número representa la razón entre la viscosidad cinemática y la difusión molecular del gas. A partir del uso de esta aproximación se propone que la velocidad de transferencia es proporcional a  $Sc^{-2/3}$  en condiciones de flujo laminar, mientras que es proporcional a  $Sc^{-1/2}$  cuando el flujo es turbulento.

De forma similar a la descripción del flujo del gas en términos de la velocidad de transferencia, éste se puede describir como  $F = \rho C_F (M_z - M_s)(U_z - U_s)$ , donde  $\rho$  es la densidad del aire,  $U$  es la rapidez del viento y  $M$  es la concentración del gas, y los subíndices  $z$  y  $s$  corresponden a una altura dada sobre el nivel del mar y a la superficie, respectivamente. Se introduce entonces un coeficiente de transferencia ( $C_F$ ) con el que se trata de incorporar la influencia de los procesos físicos relevantes (Donelan 1990).



El coeficiente de transferencia es análogo al número de Dalton para la transferencia de vapor de agua ( $D_{H_2O}$ ) y en el caso del dióxido de carbono se le conoce como número de Dalton del CO<sub>2</sub> ( $D_{CO_2}$ ). El flujo de momento a través de la superficie del mar también se puede describir con un número adimensional, el coeficiente de arrastre ( $C_D$ ), con el que se trata de incorporar la contribución de los factores relevantes en la transferencia de momento.

La utilidad de estas aproximaciones al flujo de gas radica en que al conocer la forma aproximada de la velocidad de transferencia, ó del coeficiente de transferencia, y su dependencia con respecto a algunos parámetros ambientales, es posible obtener una estimación del flujo a partir de las concentraciones del gas en el océano y en la atmósfera. Esto permite realizar predicciones y llevar a cabo simulaciones numéricas con el fin de establecer una climatología y tendencias del flujo del gas a largo plazo. Sin embargo, este cálculo es tan sólo una aproximación y se tiene el riesgo de subestimar la transferencia al no considerar todos los fenómenos relevantes y sus efectos, como la intensificación del flujo debida a las burbujas generadas por la rompiente del oleaje (Farmer *et al.* 1993).

Por tanto, uno de los objetivos más importantes en la investigación de la interacción entre el océano y la atmósfera, es la parametrización adecuada de los coeficientes de intercambio y de las velocidades de transferencia, es decir, la descripción de éstos como una función de su dependencia de procesos relevantes que pueden incorporarse como parámetros. Para ello es necesario medir de forma precisa y simultánea el flujo del gas y todos aquellos parámetros o procesos que puedan influir en la transferencia, como la temperatura del aire y del agua, la presencia de burbujas, la velocidad del viento y el oleaje, entre otros.

El flujo del gas se puede determinar de forma indirecta con diversos métodos. Por ejemplo, normalmente se ha aprovechado la existencia de una perturbación en la concentración de ciertos gases con respecto a su estado natural, al estudiar algún gas que presenta un decaimiento radioactivo o uno que se consume o se libera debido a procesos biológicos. También se ha optado por introducir deliberadamente un gas con características especiales. En cualquiera de los casos, la transferencia del gas se determina al realizar un análisis del balance de masa y de las concentraciones del gas en la columna de agua. Sin embargo, al revisar los mecanismos físicos y químicos básicos, responsables de la transferencia de gases utilizados como trazadores, se distingue que los errores asociados pueden ser considerables si existe una dependencia incorrecta de la velocidad de transferencia con respecto a la

difusión molecular supuesta (Asher y Wanninkhof 1998), así como debido a la presencia de burbujas que inciden de forma significativa en la velocidad de transferencia (Farmer *et al.* 1993).

Sin duda alguna la forma más adecuada, aunque un tanto complicada, de medir el flujo del gas corresponde a una forma directa. Por definición esto se realiza al calcular en un periodo de tiempo razonable (típicamente de 20 o 30 min), la correlación (*COR*) entre las fluctuaciones turbulentas de la componente vertical de la velocidad del viento (*w*) y las fluctuaciones simultáneas de la concentración del gas en consideración (*m*); es decir,  $F = \rho \text{ COR} (wm)$ , donde  $\rho$  es la densidad del aire.

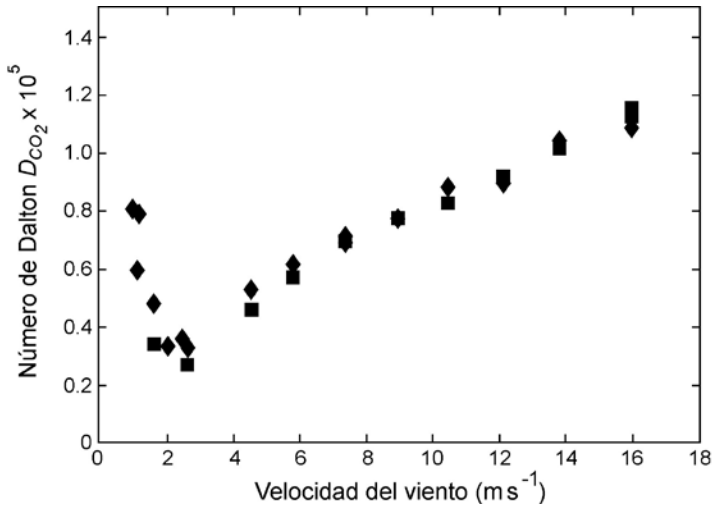
## RESULTADOS EXPERIMENTALES

Mediante experimentos, tanto en el laboratorio como en el campo, ha sido posible describir detalladamente los coeficientes de intercambio para diversos componentes, dentro de los que destacan el  $\text{CO}_2$  y el vapor de agua. Con ello se ha adquirido el conocimiento específico de la influencia relativa de aspectos relevantes en la transferencia, tales como la rapidez del viento, la presencia de olas y la rompiente del oleaje que induce burbujas y turbulencia.

En particular, en estudios detallados de laboratorio se ha observado que el coeficiente de intercambio del  $\text{CO}_2$  (número de Dalton  $D_{\text{CO}_2}$ ) presenta dependencia de los procesos físicos asociados a diferentes regímenes de viento. En la figura 2 (reproducida de Ocampo-Torres *et al.* 1994) se observa que bajo condiciones de vientos débiles, menores a  $3 \text{ m s}^{-1}$ , existe una disminución de  $D_{\text{CO}_2}$  al aumentar la velocidad del viento. Este comportamiento del  $D_{\text{CO}_2}$  es característico de un fenómeno conocido como flujo liso, que se refiere a que la rugosidad superficial es lo suficientemente pequeña como para no perturbar el flujo del viento sobre ella. Cuando la velocidad del viento es de aproximadamente de  $3 \text{ m s}^{-1}$  se inicia la generación de olas que posteriormente alcanzan a perturbar el flujo del viento sobre la superficie y el  $D_{\text{CO}_2}$  a presentar un aumento monótonico respecto a la velocidad del viento, inclusive en las condiciones de viento con velocidades máximas del experimento en las que se observaron olas rompiendo en un extremo del tanque del laboratorio utilizado (Ocampo-Torres *et al.* 1994).

En comparación, el coeficiente de transferencia para el vapor de agua (número de Dalton  $D_{\text{H}_2\text{O}}$ ) presenta el mismo comportamiento en vientos débiles, aunque en vientos mayores a  $3 \text{ m s}^{-1}$  pero menores que  $12 \text{ m s}^{-1}$  tiende a permanecer constante (fig. 3). Esto demuestra que las características del

Figura 2. Coeficiente de intercambio del flujo de CO<sub>2</sub> en función de la velocidad del viento, obtenido a partir de mediciones detalladas en experimentos de laboratorio. Los cuadros representan los coeficientes obtenidos a partir del cambio en la concentración de CO<sub>2</sub> en el agua, mientras que los rombos a partir del cambio en la concentración en el aire. (Modificada de Ocampo-Torres *et al.* 1994)



intercambio de un gas ligeramente soluble en el agua (CO<sub>2</sub>) son diferentes a las de otros que son muy solubles (H<sub>2</sub>O), fundamentalmente debido a que los flujos dependen de las condiciones ambientales de la sub-capa difusiva de las fases acuosa para el CO<sub>2</sub> y gaseosa para el vapor de agua.

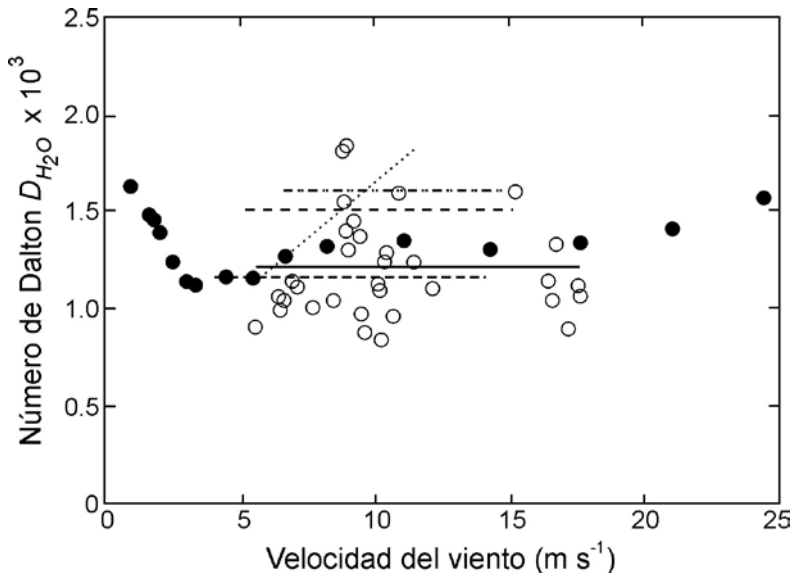
Al comparar  $D_{CO_2}$  y  $D_{H_2O}$  (figs. 2 y 3) es importante hacer énfasis en que: (1) existe un mínimo común para condiciones de viento de aproximadamente 3 m s<sup>-1</sup> que corresponde al inicio de la generación de las olas; (2) la variación entre los valores máximos y mínimos de cada coeficiente representa un factor de cuatro para el CO<sub>2</sub>, mientras que para el vapor de agua es solamente dos; (3) el coeficiente de intercambio para el vapor de agua presenta un comportamiento prácticamente constante para un intervalo de velocidades entre 6 m s<sup>-1</sup> y 12 m s<sup>-1</sup>; y (4)  $D_{H_2O}$  es aproximadamente 100 veces mayor que  $D_{CO_2}$ . Es evidente que los procesos que controlan la

transferencia del  $\text{CO}_2$  no son los mismos que controlan la transferencia del vapor de agua.

En la figura 3 sobresale la gran variabilidad de las estimaciones de  $D_{\text{H}_2\text{O}}$  realizadas en el campo durante el experimento HEXMAX (Smith y Anderson 1988) comparada con la de las realizadas en el laboratorio (Ocampo-Torres *et al.* 1994), fundamentalmente debido a que las condiciones ambientales en el laboratorio pueden ser controladas. La variabilidad natural en el océano y la influencia de los diversos procesos relevantes para la transferencia de gases imponen ese tipo de resultados.

A partir de cálculos directos del flujo de  $\text{CO}_2$  se intenta relacionar la velocidad de transferencia con la velocidad de fricción del viento ( $u_*$ ) sobre la

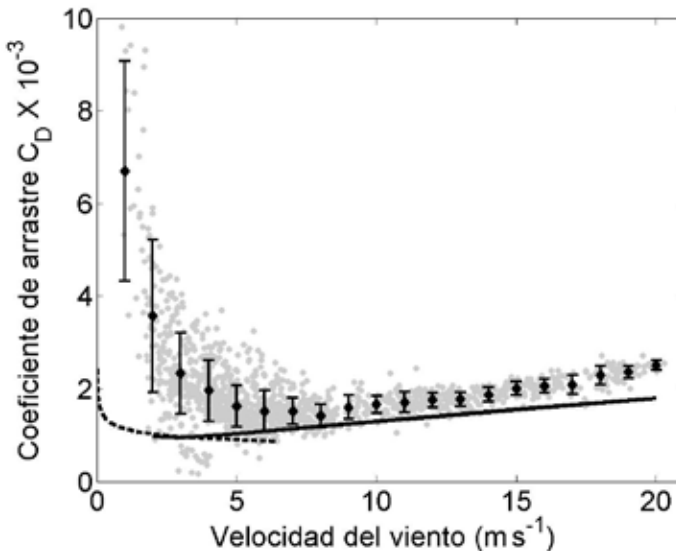
Figura 3. Coeficientes de intercambio del flujo de vapor de agua (círculos negros) en función de la velocidad del viento, obtenidos a partir de mediciones detalladas en experimentos de laboratorio. Los círculos blancos corresponden a los datos de Smith y Anderson (1988) obtenidos en el campo durante el experimento HEXMAX. Las líneas corresponden a los promedios obtenidos en diferentes campañas de medición: línea continua, HEXMAX; línea segmentada con dos puntos, Garratt y Hyson (1975); línea segmentada, Francey y Garratt (1978); línea punteada, Anderson y Smith (1981) y línea segmentada y punteada, Large y Pond (1982). (Modificada de Ocampo-Torres *et al.* 1994)



superficie del mar (McGillis *et al.* 2001). Puesto que el coeficiente de arrastre ( $C_D$ ) presenta una relación directa con  $u$ , mediante  $C_D = (u/U)^2$ , esto equivale a suponer que la velocidad de transferencia del CO<sub>2</sub> posee una asociación con  $C_D$ . Sin embargo, los resultados finalmente muestran que los procesos que gobiernan el intercambio de CO<sub>2</sub> y el intercambio de momento no son los mismos e identifican una intensificación del flujo de CO<sub>2</sub> debido a la presencia de burbujas más que al rompimiento del oleaje (McGillis *et al.* 2001).

De forma análoga a la descripción de  $D_{CO_2}$ ,  $C_D$  presenta un comportamiento de flujo liso con vientos débiles y un incremento lineal con respecto a la rapidez del viento bajo condiciones de vientos moderados (Smith, 1988). Sin embargo, en mediciones directas del flujo de momento realizadas en el Golfo de Tehuantepec (García 2006) se detectan valores de  $C_D$  mayores que

Figura 4. Coeficiente de arrastre en función de la velocidad del viento, obtenido a partir de los cálculos directos realizados en el Golfo de Tehuantepec durante 2005 (García 2006). Cada punto es una estimación que representa 30 minutos en la correlación de las fluctuaciones turbulentas. El promedio de las observaciones para cada intervalo de 1 m s<sup>-1</sup> se indica con rombos y las barras representan +/- una desviación estándar. La línea segmentada representa la solución para un flujo liso y la línea continua la parametrización de Smith (1988).



los estimados para un flujo liso (fig. 4) y se demuestra que el proceso dominante con vientos débiles es la presencia de oleaje generado por tormentas lejanas (oleaje libre y relativamente largo, con longitud de onda de 300 m aproximadamente). Bajo condiciones de vientos moderados a intensos, se presenta una intensificación de  $C_D$  respecto a las descripciones realizadas por otros autores, que se sugiere responde a la influencia de la propagación del oleaje libre en dirección opuesta al viento local y a la interacción de esas olas largas con las olas relativamente cortas generadas localmente. La influencia de los procesos dinámicos ante la presencia de interacciones entre oleaje de diversas características en el intercambio de  $\text{CO}_2$  en general, y en esta zona en particular, es un tema que aún está por abordarse.

Es importante hacer notar que aunque el Golfo de Tehuantepec sea una región muy particular, al describir fenómenos en esa zona que puedan ser importantes para el cálculo de  $D_{\text{CO}_2}$  se intenta avanzar en el conocimiento acerca de los aspectos básicos de la transferencia entre el océano y la atmósfera. Se aprovecha una cierta zona en particular para alcanzar un entendimiento detallado en respuesta a procesos cuyo efecto se puede aislar y determinar su influencia en el comportamiento de los coeficientes de intercambio.

## IMPLICACIONES EN EL CLIMA, INVENTARIOS Y VARIABILIDAD ESPACIAL Y TEMPORAL

Es indiscutible que el gran interés en el estudio de las interacciones entre el océano y la atmósfera surge de la necesidad de adquirir la capacidad de conocer con antelación las implicaciones en el clima de nuestro planeta. Los aspectos físicos de esas interacciones se consideran de primordial importancia, por lo que es necesario un conocimiento y entendimiento profundo de los procesos físicos, químicos y biológicos para incorporarlos en los procedimientos numéricos, con lo que se obtendrá una forma conveniente de predecir el ambiente del futuro y el impacto de las actividades humanas en su evolución.

A partir de modelos ilustrativos de emisiones antropogénicas que se presentaron en el reporte de 1995 del Panel Intergubernamental sobre el Cambio del Clima, se han realizado simulaciones numéricas para determinar la respuesta del ciclo del carbono en el océano ante un escenario de calentamiento global.

Los primeros resultados utilizando modelos acoplados entre el océano y la atmósfera demuestran la posibilidad de cambios sustanciales en el flujo de  $\text{CO}_2$  hacia el océano del hemisferio sur (Sarmiento *et al.* 1998). De forma

similar, Sarmiento y Le Quéré (1996) determinaron una reducción en el flujo de CO<sub>2</sub> hacia el océano en un escenario de décadas y siglos, al suponer una atmósfera que incrementa su concentración de CO<sub>2</sub> continuamente, así como su temperatura puesto que el CO<sub>2</sub> es considerado como uno de los principales causantes del efecto invernadero. La razón principal de la reducción del flujo hacia el océano radica en el debilitamiento o colapso de la circulación termohalina global. De acuerdo con sus resultados el decaimiento del flujo de CO<sub>2</sub> hacia el océano corresponde a un 21% en 70 años, 27% en 100 años y hasta 38% en 350 años. Se demuestra una vez más la relevancia de los procesos físicos en la transferencia de CO<sub>2</sub>, aunque generalmente las estimaciones de gran escala evitan, por razones de recursos computacionales y tiempo, incorporar esquemas en los que se atienda la variabilidad y procesos de escalas relativamente pequeñas que son los que finalmente controlan la transferencia entre el océano y la atmósfera.

Por otra parte, aunque con la utilización de parametrizaciones del coeficiente ó de la velocidad de transferencia se puede estimar en forma general el flujo de CO<sub>2</sub> para la formulación de inventarios en escalas regionales y globales, es importante considerar que el resultado obtenido de este proceso depende fuertemente de la forma de la parametrización utilizada. Por ejemplo, al utilizar diferentes expresiones para la velocidad de transferencia, el flujo total de CO<sub>2</sub> hacia el océano varía entre 1.1 PgC año<sup>-1</sup> y 3.3 PgC año<sup>-1</sup>, donde Pg es igual a 10<sup>15</sup> g (Donelan y Wanninkhof 2002).

En México existen regiones marinas con características oceanográficas únicas e individuales, por lo que se considera indispensable realizar un inventario confiable incorporando cálculos y estimaciones con los que se representen los aspectos principales de cada una de ellas. Las celdas que representan esas regiones tienen su propia variabilidad (espacial y temporal) y la conectividad entre ellas sugiere una variabilidad espacial de escalas mayores. Con el fin de establecer inventarios confiables se sugiere la realización de mediciones sistemáticas de los flujos mediante métodos directos, no solamente para abordar con certeza la descripción de la variabilidad temporal, sino también para alcanzar un mejor entendimiento de la influencia de los procesos fundamentales que intervienen en el control de los flujos.

## AGRADECIMIENTOS

Deseamos expresar el más sincero agradecimiento a los revisores por sus atinados comentarios que ayudaron a mejorar la calidad de este capítulo, mismo

que representa una contribución del proyecto “Análisis del intercambio entre el océano y la atmósfera (intOA) mediante mediciones directas y observaciones remotas” (CONACYT SEP-2003-C02-44718) y del proyecto “Flujos TERMAR: Enumerating CO<sub>2</sub> sources and sinks in a regional coastal terrestrial and marine habitat matriz” (CONACYT-43422). Agradecemos además la valiosa colaboración de Julieta Castro, Lina Zúñiga y Guadalupe Pacheco, en lo que se refiere a gestión y apoyo administrativo a las actividades de investigación relacionadas con ambos proyectos y con la redacción de este capítulo.

## BIBLIOGRAFÍA

- Anderson RJ y Smith SD. 1981. Evaporation coefficients for the sea surface from eddy flux measurements. *J. Geophys. Res.* 86: 449–456.
- Asher W y Wanninkhof R. 1998. Transient tracers and air-sea gas transfer. *J. Geophys. Res.* 103: 15,939–15,958.
- Dankwerts PV 1951. Significance of liquid-film coefficients in gas absorption. *Ind. Eng. Chem.* 43: 1460–1467.
- Donelan MA 1990. Air-sea interaction. En: B. LeMehaute y D.M. Hanes(eds.). *The Sea: Ocean Engineering Science 9*. John Wiley and Sons, Inc. Pp. 239–292.
- Donelan MA y Wanninkhof R. 2002. Concepts and issues. En: M.A. Donelan, W.M. Drennan, E.S. Saltzman y R. Wanninkhof (eds.). *Gas transfer at water surfaces*. Geophysical Monograph AGU 127. Pp. 1–10.
- Farmer DM, McNeil CL y Johnson BD. 1993. Evidence for the importance of bubbles in increasing air-sea gas flux. *Nature* 361: 620–623.
- Francey RJ y Garratt JR. 1978. Eddy flux measurements over the ocean and related transfer coefficients. *Boundary-Layer Meteor.* 14: 153–166.
- García H 2006. Evaluación del flujo de momento entre la atmósfera y el océano bajo diferentes condiciones de oleaje. Tesis de maestría en Ciencias en Oceanografía Física, CICESE, México. 74 pp.
- Garratt JR y Hyson P. 1975. Vertical fluxes of momentum, sensible heat and water vapor during the air mass transformation experiment (AMTEX) 1974. *J. Meteorol. Soc. Japan* 53: 149–160.
- Hasse L y Liss SP. 1980. Gas exchange across the air-sea interface. *Tellus* 32: 470–481.
- Large WG y Pond S. 1982. Sensible and latent heat flux measurements over the ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 12: 464–482.
- McGillis WR, Edson JB, Hare JE y Fairall CW. 2001. Direct covariance air-sea CO<sub>2</sub> fluxes. *J. Geophys. Res.* 106: 16,729–16,745.



- Ocampo Torres F.J., Donelan MA, Merzi N y Jia F. 1994. Laboratory measurements of mass transfer of carbon dioxide and water vapour for smooth and rough flow conditions. *Tellus* 46B: 16–32.
- Sarmiento JL y Le Quéré C. 1996. Oceanic carbon dioxide uptake in a model of century-scale global warming. *Science* 274: 1346–1350.
- Sarmiento JL, Hughes TMC, Stouffer RJ y Manabe S. 1998. Simulated response of the ocean carbon cycle to anthropogenic climate warming. *Nature* 393: 245–249.
- Smith SD 1988. Coefficients for sea surface wind stress, heat flux and wind profiles as a function of wind speed and temperature. *J. Geophys. Res.* 93: 15467–15472.
- Smith SD y Anderson RJ. 1988. Bedford Institute of Oceanography eddy flux measurements during HEXMAX. En: W.A. Oost, S.D. Smith y K.K. Katsaros (eds.). Proceedings of the NATO Advanced Workshop: Humidity exchange over the sea main experiment (HEXMAX), analysis and interpretation. Dellenhove, Holanda. Pp 14–21.

Segunda parte

---

*Los procesos  
biogeoquímicos  
del carbono*



### 3 CARBONO INORGÁNICO DISUELTO EN EL GOLFO DE CALIFORNIA EN CONDICIONES DE VERANO

---

*J.M. Hernández-Ayón, A. Zirino-Weiss,  
F. Delgadillo-Hinojosa y S. Galindo-Bect*

#### INTRODUCCIÓN

El Golfo de California (GC) es una de las áreas más productivas en el mundo (Alvarez-Borrego y Lara-Lara 1991), la cual cuenta con una región de umbrales cercanos a grandes islas, donde fenómenos asociados a las mareas transportan continuamente agua fría subsuperficial hacia la superficie. Estos procesos dan origen a una zona con propiedades claramente manifiestas en imágenes de satélite, que se caracteriza por valores máximos de la presión parcial del bióxido de carbono ( $p\text{CO}_2$ ) (Zirino *et al.* 1997). La entrada de agua profunda por la boca del GC, en combinación con la mezcla vertical en la región de las grandes islas, resulta en una fuente rica en nutrientes y carbono hacia la superficie que favorece la alta productividad (Gaxiola-Castro *et al.* 1995; Zirino *et al.* 1997). De esta forma, la producción nueva que se genera en esta zona es transferida a los organismos de niveles tróficos mayores, lo que soporta la diversa y compleja cadena alimenticia de esta región.

En el GC se han realizado muy pocos estudios referentes al sistema del  $\text{CO}_2$ . El primero fue el realizado por Gaxiola Castro *et al.* (1978) con un muestreo espacial en todo el golfo en el cual describieron el comportamiento del pH, la alcalinidad total (At) y el  $\text{CO}_2$  total (Ct; también denominado  $\Sigma\text{CO}_2$  o CID en otros trabajos) durante la primavera, encontrando que los valores superficiales más bajos de pH y los más altos de Ct se presentaron en

la región de las grandes islas. Zirino *et al.* (1997), sobre la base de la relación de pH-temperatura encontrada por Zirino y Lieberman (1985), estudiaron la viabilidad de estimar la  $p\text{CO}_2$  mediante imágenes de temperatura obtenidas de satélite, para lo cual utilizaron mediciones *in situ* de temperatura, pH y alcalinidad específica encontrando esta propuesta prometedora. Hidalgo-González *et al.* (1997) estudiaron el efecto de las mareas post-vivas y post-muertas en la  $p\text{CO}_2$  de la región de las grandes islas y sugirieron que los fenómenos asociados a la marea son los responsables del transporte vertical del Ct de las aguas profundas a las superficiales. Posteriormente, Montes-Hugo *et al.* (1998) estudiaron los flujos netos de  $\text{CO}_2$  océano-atmósfera en la región norte del GC en invierno y encontraron que éstos se mantuvieron en equilibrio. Posteriormente, Hidalgo-González y Alvarez-Borrego (2004) estimaron la producción nueva de todo el GC mediante imágenes de satélite de color del océano. Esta productividad nueva es una medida del flujo neto del  $\text{CO}_2$  del reservorio inorgánico al orgánico, lo cual puede producir un flujo de  $\text{CO}_2$  atmosférico hacia el océano.

Se conoce muy poco del sistema del  $\text{CO}_2$  en el GC y es necesario describir con más detalle los procesos que controlan su variabilidad espacial y estacional, y eventualmente cuantificar los reservorios de carbono. Por lo tanto, el propósito de este trabajo es contribuir con información sobre el ciclo del carbono en el GC identificando y cuantificando algunos mecanismos y procesos físicos, biológicos y químicos durante un muestreo a lo largo del golfo realizado en el verano de 1996.

## EL ÁREA DE ESTUDIO

El GC es un mar marginal que constituye la cuenca de evaporación más grande del Océano Pacífico (Badán-Dangón *et al.* 1985). La ganancia neta de calor produce una salida de agua menos densa y caliente por la superficie y una entrada de agua más densa y fría a profundidad (Beron-Vera y Ripa 2000). El GC se ha dividido en cuatro regiones principales: la norte, la de las grandes islas (RI), la centro y la sur. La batimetría de la región de las (grandes) islas constituye una de las características más sobresalientes del GC debido a que está formada por una serie de umbrales y cuencas profundas que por una parte restringen la circulación entre el norte y el centro y por otro lado actúan como punto de mezcla intensa por corrientes fuertes de marea (Torres-Orozco 1993). En el sur y el centro del GC la profundidad de las cuencas es mayor a 1500 m, por lo existe un libre intercambio de agua del GC con el Océano Pacífico.

## LOS MÉTODOS

En este trabajo se presentan los resultados obtenidos durante el crucero oceanográfico MEGAMARCO I realizado del 14 al 28 de septiembre de 1996 a bordo del B/O Francisco de Ulloa. Se presentan resultados de un total de 17 estaciones ubicadas en las zonas norte, RI y centro del GC (fig.1). Se realizaron lances con un CTD (Sea-Bird 911 Plus), con sensores de oxígeno disuelto, salinidad (S), temperatura (T°C) y presión. El CTD estuvo fijo a una roseta con capacidad de 12 botellas Niskin de las cuales se tomaron muestras de agua para determinar salinidad, pH, At, Ct y fosfatos ( $\text{PO}_4^{-3}$ ). Los análisis de pH, At y Ct se realizaron en el barco utilizando la técnica descrita por Hernández-Ayón *et al.* (1999).

## EL PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

El cálculo de  $\text{pCO}_2$  se realizó usando el programa CO2SYS (Lewis and Wallace 1998) con los datos superficiales de Ct, At,  $\text{PO}_4^3$ , temperatura, salinidad, y las constantes de Mehrbach *et al.* (1973). Se calculó también el parámetro de estratificación ( $\phi$ ) de acuerdo con Simpson y Bowers (1981) entre 0 y 100 m, con la finalidad de estudiar el efecto de la estratificación en la distribución superficial de las variables del sistema del  $\text{CO}_2$ . Además, para realizar la cuantificación del efecto por mezcla, remoción y adición de  $\text{CO}_2$ , se utilizaron las fracciones de las masas de agua calculadas para el mismo crucero por Delgadillo-Hinojosa (2000). Con este modelo se calculó una concentración conservativa del Ct en función de las diferentes proporciones de las masas de agua como lo describió Hernández-Ayón (2000). La contribución o no conservativa de Ct se obtuvo de la diferencia entre la Ct medida y la Ct estimada por el modelo de mezcla ( $\text{Ct}_{\text{medido}} - \text{Ct}_{\text{estimado}}$ ). Valores positivos de Ct no-conservativo indica producción de  $\text{CO}_2$  por procesos de respiración, mientras que valores negativos de esta diferencia indican que hubo consumo de  $\text{CO}_2$  por fotosíntesis o degasificación (Hernández-Ayón 2000).

## LOS RESULTADOS

La distribución superficial y vertical de S, T°C, Ct, At, pH y  $\text{pCO}_2$  se presentan en las figuras 2 y 3. En general, la salinidad superficial presentó un máximo de 35.8 en el norte del GC y un mínimo de ~35 en el sur (fig. 2). Las distribuciones superficiales de temperatura y salinidad fueron derivadas de la composición en la vertical. Las salinidades fueron mayores en las localidades del norte

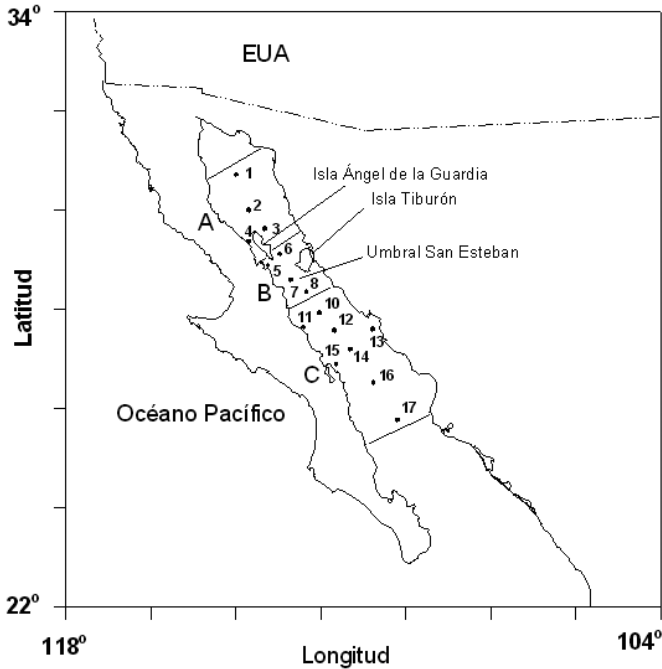
(estaciones 1 a la 8) en los 100 m superiores, con valores mayores a 35.3. La influencia de agua salina se observó hasta aproximadamente los primeros 40 m en las localidades 10 y 12. Posteriormente hacia el sur y por debajo de los 40 m la salinidad disminuyó a valores menores de 35.2. Las estaciones localizadas en el norte del GC presentaron valores superficiales de  $\sim 29^\circ\text{C}$  hasta  $\sim 20$  m, mientras que en las estaciones entre las islas las temperaturas fueron más bajas con valores de  $\sim 26.5^\circ\text{C}$ , como resultado del afloramiento de agua más fría. Dicho pulso se observó en las isoterma entre las localidades 6 y 8. Posteriormente las temperaturas se incrementaron gradualmente hacia las estaciones del centro del GC con valores que fluctuaron entre 29 y  $30^\circ\text{C}$  entre la superficie y los primeros 30 m de profundidad (fig. 2).

De manera similar a la salinidad, los valores superficiales más altos de Ct, At y  $\text{pCO}_2$  se determinaron al norte de las grandes islas y disminuyeron gradualmente hacia el sur del golfo con un cambio de 2240 a 2000  $\mu\text{mol kg}^{-1}$ , de 2590 a 2370  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  y de  $\sim 550$  a 280  $\mu\text{atm}$ , respectivamente. El pH, por el contrario, presentó valores tan bajos como 7.9 en la parte norte, y se incrementó hacia el sur hasta valores de  $\sim 8.1$  (fig. 3). En las localidades de la región de las islas (7 a 8, fig. 1) Ct, At y  $\text{pCO}_2$  se incrementaron y el pH disminuyó como resultado del transporte vertical de agua subsuperficial rica en  $\text{CO}_2$  hacia la superficie (fig. 3). En la distribución vertical de Ct y At se midieron valores mayores a 2200 y 2400  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  en las localidades del norte, mientras que en el sur las concentraciones disminuyeron. En la región de las islas Ct fluctuó entre 2120 y 2200  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  y At se mantuvo en valores  $\sim 2440 \mu\text{mol kg}^{-1}$ . En la vertical el pH fue opuesto al Ct, con los valores más bajos en las localidades del norte y los más altos hacia el sur. En el norte, dentro de los primeros 40 metros, el pH fluctuó entre  $\sim 7.8$  y 7.95, mientras que en el sur varió entre  $\sim 7.98$  y 8.1.

#### P<sub>H</sub> EN EQUILIBRIO

A partir de un valor de alcalinidad específica de  $0.1226 \pm 0.0015$  obtenido de las mediciones de alcalinidad y salinidad de las estaciones del centro del GC, y considerando una concentración de la  $\text{pCO}_2$  de la atmósfera de 360  $\mu\text{atm}$  (Keeling *et al.* 2005), se determinaron valores de pH en equilibrio con la atmósfera de 8.09. El pH y la  $\text{pCO}_2$  en equilibrio indican que en las localidades hacia el norte de la estación 10 hubo condiciones de sobresaturación de  $\text{CO}_2$ , y por lo tanto esta región se comportó como fuente de  $\text{CO}_2$  a la atmósfera; mientras que las estaciones hacia el sur de la 10 corresponden a una región que actúa como sumidero de  $\text{CO}_2$ .

Figura 1. Área de estudio y ubicación de las estaciones durante el crucero MEGAMARCO I. (A) zona norte, (B) región de las grandes islas, (C) zona central del golfo

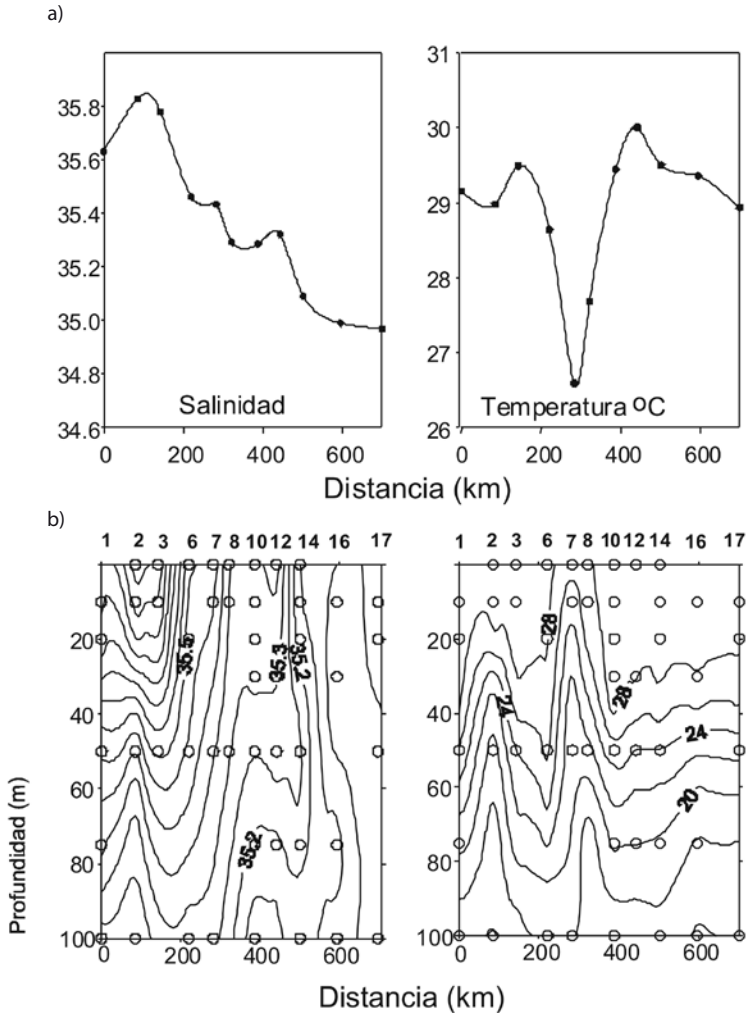


#### RELACIÓN PH, CT VS. ESTRATIFICACIÓN

La región de las grandes islas presentó los valores más bajos del parámetro de estratificación ( $\sim 110$  a  $170 \text{ J m}^{-3}$ ) asociados a menores temperaturas; mientras que en el sur los valores de  $\phi$  se incrementaron hasta llegar a  $\sim 420 \text{ J m}^{-3}$ . Para el caso del norte del golfo se encontraron valores máximos de  $\sim 300 \text{ J m}^{-3}$  (fig. 4a); la capa de mezcla en esta zona fluctuó entre 10 m y 40 m de profundidad (no se presentan estos datos) y los valores de Ct fluctuaron entre 2120 a  $2240 \mu\text{mol kg}^{-1}$ . En la región de las islas hubo una mezcla muy profunda y Ct varió entre 2110 a  $2240 \mu\text{mol kg}^{-1}$ , mientras que en la zona centro la profundidad de capa de mezcla estuvo entre 50 y 60 m y se detectaron valores de Ct de 2000 a  $2040 \mu\text{mol kg}^{-1}$ . En general, en el GC se encontró una tendencia hacia altas concentraciones de Ct en una columna de agua con bajo  $\phi$  (fig. 4b). Las

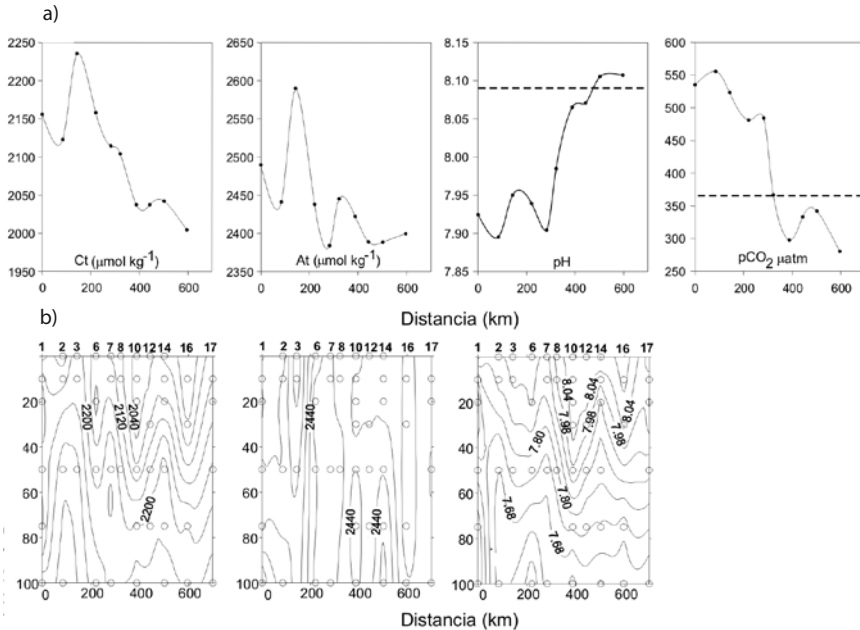


Figura 2. (a) Valores superficiales de T y S a lo largo del golfo y (b) valores en los primeros 100 m. La distancia es a partir de la localidad 1



estaciones del centro del GC presentaron máximos de  $\phi$  y mínimos de Ct, mientras que las de la región de las islas mostraron valores bajos de  $\phi$  y altos de Ct, como resultado de la intensa mezcla presente en la zona. Sin embargo el Ct fue aun mayor en el norte en la estación 3.

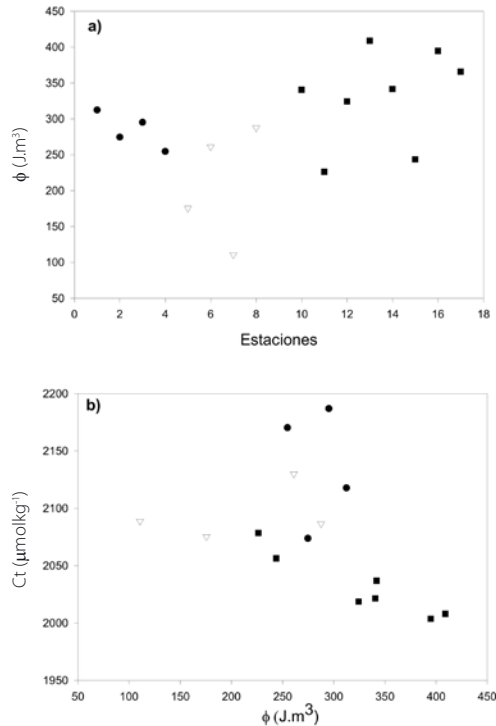
Figura 3. Los gráficos superiores muestran los valores superficiales de Ct, At, pH y pCO<sub>2</sub> a lo largo del eje central del golfo y los inferiores los valores en los primeros 100 m. Los números en la parte superior indican las estaciones de la figura 1. Los círculos blancos indican las profundidades donde se colectaron las muestras de agua de mar. La línea punteada en el gráfico de pH y pCO<sub>2</sub> señala el valor en el agua de mar que debería de haber durante el equilibrio océano-atmósfera



## DISCUSIÓN

En la región de las islas más del 85% de la variabilidad de la concentración de Ct se explicó por procesos de mezcla vertical (fig. 5; tabla 1). Este resultado permite entender por qué en esta zona los valores de Ct y pCO<sub>2</sub> suelen ser tan altos como los reportados por otros autores (Zirino *et al.* 1997; Hidalgo-González *et al.* 1997). Del mismo modo, en la misma región insular se ha reportado la influencia de los procesos de mezcla vertical sobre la distribución de los nutrientes inorgánicos (Torres-Valdez 2000) y los metales disueltos como el cadmio (Delgadillo-Hinojosa 2001). Sin embargo, la influencia de los procesos de mezcla disminuye fuera de la zona de las grandes islas. En el caso de la región central, por ejemplo, se observó que el proceso de mezcla vertical

Figura 4. (a) Distribución del parámetro de estratificación ( $\phi$ ) a lo largo del golfo, (b) valores de Ct contra el parámetro de estratificación. Los círculos representan la región norte, los triángulos la región de las islas y los cuadros la región central



explicó sólo 50% de la variabilidad del Ct en los primeros 50 m superficiales, mientras que en la región norte el proceso de mezcla explicó del 30 al 40% de la variabilidad del Ct (tabla 1).

Las mayores concentraciones de clorofila se han reportado para la región central del GC (Macías 1999). De igual modo, en esta zona se calcularon los valores más negativos de la diferencia  $Ct_{\text{medido}} - Ct_{\text{estimado}}$ , de 100 a 160  $\mu mol.kg^{-1}$  (fig. 5), que indican que la actividad biológica pudo ser el proceso causante de la disminución de Ct en la región al sur de las islas. Adicionalmente, en la zona central se encontraron los niveles más bajos de Ct asociados a condiciones

Figura 5. Distribución vertical  $Ct_{\text{medido}} - Ct_{\text{estimado}}$  calculado considerando las fracciones de las masas de agua de acuerdo a Delgadillo-Hinojosa (2000). Los círculos señalan la región norte, los triángulos representan la región de las islas y los cuadrados a la región central. Los datos entre las líneas indican que la concentración de Ct es el resultado de procesos de mezcla vertical. Los valores fuera de las líneas indican que el Ct está controlado por procesos como la fotosíntesis y/o degasificación (valores negativos) o la respiración (valores positivos)

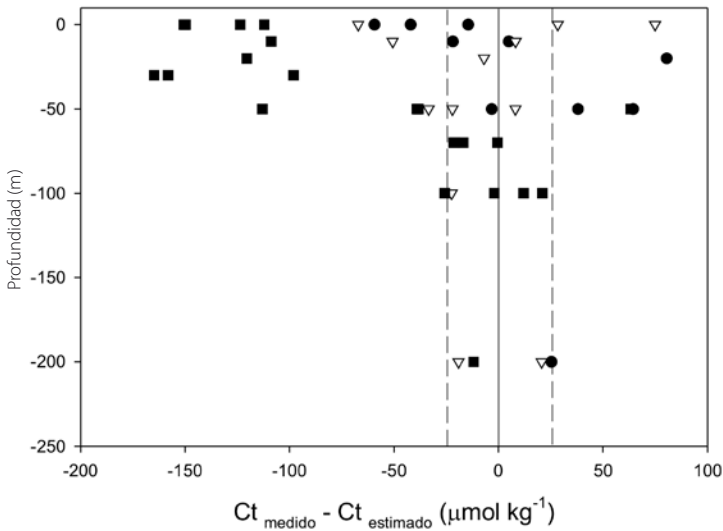


Tabla 1. Coeficiente de determinación ( $r^2$ ) de las regresiones lineales entre el Ct medido y el Ct estimado usando las fracciones de las masas de agua en las diferentes regiones de estudio

Datos	Norte	Islas (RI)	Centro
50 m superficiales	0.44	0.87	0.50
Todos	0.33	0.88	0.76

de columna de agua estratificada (fig 4b), lo cual permite interpretar que el proceso de fotosíntesis se ve favorecido una vez que los organismos fitoplanctónicos se desarrollan en aguas ricas en nutrientes y  $CO_2$  en una columna

con mezcla intermedia. Consistente con esta interpretación, Gaxiola-Castro *et al.* (1995) reportaron que al sur de las islas durante el invierno de 1990, las zonas de estratificación moderada presentaron los valores más altos de productividad orgánica primaria, mientras que en las zonas con condiciones de mezcla intensa se midieron los valores más bajos.

Además de la remoción biológica, existen dos procesos adicionales que podrían disminuir la concentración de Ct: (1) la precipitación de carbonato de calcio y (2) el flujo de CO<sub>2</sub> hacia la atmósfera. Sin embargo, en este estudio se descartan ambos procesos debido a que los primeros 50 metros no mostraron cambios en la alcalinidad específica que indicaran precipitación de carbonatos. Además,  $\Delta p\text{CO}_2$  ( $p\text{CO}_{2\text{océano}} - p\text{CO}_{2\text{atm}}$ ) presentó promedios de  $-46 \mu\text{atm}$ , indicando la presencia de un flujo de CO<sub>2</sub> desde la atmósfera hacia las aguas superficiales del golfo y por tanto señalando que la región central se comportó como sumidero de CO<sub>2</sub> (fig. 3).

Los valores superficiales de Ct y pCO<sub>2</sub> de la región norte fueron aún más altos que los medidos en la región de las islas (fig. 2), y en esa sección del GC se calcularon los valores más positivos de  $C_{t\text{medido}} - C_{t\text{estimado}}$  ( $40-80 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ; fig. 5), lo que sugirió la adición de CO<sub>2</sub> por algún proceso no-conservador. Un proceso que adicionan CO<sub>2</sub> a la columna de agua puede ser la remineralización por bacterias, lo cual es una posibilidad ya que existen datos de superficie y fondo de la zona central, y principalmente del norte del golfo, que presentan altas concentraciones de Ct (fig. 5). Se sabe que la remineralización es un proceso en el que el material orgánico producido en la superficie se hunde y se oxida por procesos bacterianos, utilizando oxígeno y liberando CO<sub>2</sub> (Zhang 2000). La zona norte del GC se caracteriza por su alto contenido de material orgánico suspendido (García-de Ballesteros y Larroque 1976) y por una alta tasa de respiración de este mismo material (Montes-Hugo *et al.* 1997).

En conclusión, en este trabajo se encontró: (1) en la región de las grandes islas la distribución vertical de Ct estuvo controlada principalmente por procesos de mezcla vertical; (2) el Ct fue removido de los primeros 50 m de la zona central presentado un déficit de Ct y (3) el Ct superficial de algunas estaciones de la región norte del GC indicó adición de CO<sub>2</sub> posiblemente por respiración bacteriana. Eventualmente estos procesos varían temporalmente en función de la época del año y como resultado de los cambios en la hidrología de la zona. Sin embargo, se requieren de estudios más completos con mediciones como las de este trabajo, junto con mediciones de productividad primaria, respiración y de variables como el carbono orgánico disuelto y total, que en su conjunto permitan entender mejor la dinámica del carbono en el GC.

## AGRADECIMIENTOS

Nuestro agradecimiento especial a los revisores doctores Saúl Alvarez-Borrego, Norman Silverberg y Gilberto Gaxiola-Castro por sus críticas y comentarios positivos que ayudaron a mejorar este manuscrito.

## BIBLIOGRAFÍA

- Alvarez Borrego S y Lara Lara J. 1991. The physical environment and primary productivity of the Gulf of California. En: Dauphin JP y Simoneit BR (eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias. American Association of Petroleum Geologist Memoir* 47: 555–567.
- Badan Dagon, A., D.J. Koblinsky y T. Baumgartner. 1985. Spring and summer in the Gulf of California: Observations of surface thermal patterns. *Oceanol. Acta* 8: 13–22.
- Beron Vera, F.J. y P. Ripa. 2000. Seasonal salinity balance in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.* 107(C8): 10.1029/2000JC000769.
- Delgadillo Hinojosa F. 2000. Biogeoquímica de metales en el Golfo de California. Tesis de doctorado. Universidad Autónoma de Baja California. Facultad de Ciencias Marinas, México. 181 pp.
- Delgadillo Hinojosa, F., J.V. Macías Zamora, J.A. Segovia Zavala y S. Torres Valdés. 2001. Cadmium enrichment in the Gulf of California. *Mar. Chem.* 75: 109–122.
- DOE. 1994. Handbook of methods for the analysis of the various parameters of the carbon dioxide system in sea water. Dickson AG, Goyet C (eds.). Version 2. ORNL/CDIAC-74.
- DelValls, T.A. y D.G. Dickson. 1998. The pH of buffers based on 2-amino-2-hydroxymethyl-1,3-propanediol ('tris') in synthetic seawater. *Deep-Sea Res.* 45: 1541–1554.
- García de Ballesteros, G. y M. Larroque. 1976. Elementos sobre la distribución de turbidez en el Alto Golfo de California. *CalCOFI Rep.* XVIII: 81–108.
- Gaxiola Castro, G., S. Alvarez Borrego y R.A. Shwartzlose. 1978. Sistema del bióxido de carbono en el Golfo de California. *Cienc. Mar.* 5: 25–40.
- 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. *Cont. Shelf Res.* 15: 1043–1059.
- Hernández Ayón, J.M., S. Belli y A. Zirino. 1999. pH, alkalinity and total CO<sub>2</sub> of seawater by potentiometric titration with a difference derivative readout. *Anal. Chim. Acta* 394: 101–108.

- Hernández Ayón, J.M.. 2000. Efectos de procesos físicos, químicos y biológicos sobre parámetros del sistema del CO<sub>2</sub> en dos regiones costeras: El Golfo de California y una región costera de la Antártida. Tesis de doctorado. Universidad Autónoma de Baja California. Facultad de Ciencias Marinas, México. 156 pp.
- Hidalgo González, R.M., S. Alvarez Borrego y A. Zirino. 1997. Mezcla en la región de las grandes islas del Golfo de California: efecto en la pCO<sub>2</sub> superficial. *Cienc. Mar.* 23: 317–327.
- Hidalgo González, R.M. y S. Alvarez Borrego. 2004. Total and new production in the Gulf of California estimated from ocean color data from the satellite sensor SeaWiFS. *Deep-Sea Res.* II 51: 739–752.
- Keeling, C.D., T.P. Whorf y Carbon Dioxide Group. 2005. Scripps Institution of Oceanography (SIO). University of California. La Jolla, California, EE.UU.
- Lewis, E. y D. Wallace. 1998. Program developed for CO<sub>2</sub> system calculation. Oak Ridge National Laboratory. ORNL/CDIA-105. 38 pp.
- Macías V. 1999. Pigmentos fitoplanctónicos por HPLC en el Golfo de California: Periodo Verano–Invierno 1996–1997. Tesis de maestría. Universidad Autónoma de Baja California. Facultad de Ciencias Marinas, México. 75 pp.
- Mehrbach, C., C.H. Culbertson, J.E. Hawley y R.M. Pytkowicz. 1973. Measurement of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater at atmospheric pressure. *Limnol. Oceanogr.* 18: 897–907.
- Montes Hugo, M.A., S. Alvarez Borrego y A. Zirino. 1998. The winter air-water CO<sub>2</sub> net flux is not significant in the Gulf of California to the north of 30°N. *Cienc. Mar.* 29(4): 483–490.
- NOAA. 1996. Geophysical monitoring for climatic change. Mauna Loa 1996 atmospheric pCO<sub>2</sub> data. National Oceanographic and Atmospheric Administration, Washington, DC.
- Simpson, J.H. y D. Bowers. 1981. Model of stratification and frontal movement in shelf seas. *Deep-Sea Res.* 28A: 727–738.
- Torres Valdez, S. 2000. Distribución espacial y temporal de nutrientes en el Golfo de California. Tesis de maestría. Universidad Autónoma de Baja California. Facultad de Ciencias Marinas, México. 62 pp.
- Zhong Zhang, J. 2000. The use of pH and buffer intensity to quantify the carbon cycle in the ocean. *Mar. Chem.* 70: 121–131.
- Zirino, A. y S.H. Lieberman. 1985. pH-temperature relationships in the Gulf of California. En: A. Zirino (ed.). *Mapping Strategies in Chemical Oceanography*. Advances in Chemistry Series No. 209. American Chemical Society. Washington, D.C. 467 pp.

Zirino A, Hernández-Ayón JM, Fuhrman RA, Alvarez-Borrego S, Gaxiola-Castro G, Lara-Lara R, Bernstein RL. 1997. Estimaciones superficiales de  $p\text{CO}_2$  en el Golfo de California a partir de mediciones continuas de pH e imágenes de satélite. *Cienc. Mar.* 23: 1–22.





## 4 ESTUDIO DE LAS VARIABLES DEL CO<sub>2</sub> EN LA REGIÓN DE LAS GRANDES ISLAS DEL GOLFO DE CALIFORNIA EN CONDICIONES DE INVIERNO

---

*J.M. Hernández-Ayón, F. Delgadillo-Hinojosa,  
T. Camiro-Vargas y M. López-Mariscal*

### INTRODUCCIÓN

El Golfo de California (GC) ha sido considerado uno de los ecosistemas oceánicos más productivos del planeta (Alvarez-Borrego y Lara-Lara 1991). Después del trabajo pionero de Gaxiola-Castro y Alvarez-Borrego (1978), los estudios referentes al sistema del CO<sub>2</sub> en este mar marginal han sido muy escasos. A pesar de ello, un resultado importante ha sido el que la Región de las Grandes Islas (RI) del GC se considere como una fuente potencial de CO<sub>2</sub> hacia la atmósfera debido a los intensos procesos de mezcla vertical que ahí ocurren (Zirino *et al.* 1997, Hidalgo-González *et al.* 1997), como consecuencia directa del efecto combinado de la interacción de las corrientes de marea y la batimetría (Marinone y Lavin 2003). Allí entre los estrechos de las islas y los umbrales se producen zonas frías claramente identificadas en imágenes de satélite (Santamaría del Ángel *et al.* 1994) y ricas en CO<sub>2</sub> (Camiro-Vargas 2004). En la RI no sólo existe un transporte vertical de carbono inorgánico (Hernández-Ayón 2000), sino también de nutrientes (Alvarez-Borrego *et al.* 1978, Torres-Valdés 2000), y de metales traza con distribución tipo nutriente (Delgadillo-Hinojosa *et al.* 2001). Este aporte de nutrientes es continuo y muy probablemente modulado quincenalmente por las mareas (Hidalgo-González *et al.* 1997, Martínez-Díaz-de-León *et al.* 2006). Recientemente se ha propuesto que la entrada de agua profunda al Canal de Ballenas podría ser

responsable de la baja temperatura superficial en condiciones de alta mezcla que presenta esta cuenca, incluso en su parte profunda y lejos de los umbrales (López et al. 2006).

Los resultados de estos trabajos previos sugieren que el proceso de mezcla en la RI pudiera tener un papel muy importante en el control y distribución espacial y temporal de las concentraciones de las variables químicas. Por ejemplo, Delgadillo-Hinojosa (2000) y Hernández-Ayón (2000) usaron un modelo de mezcla simple para calcular las fracciones de mezcla de las diferentes masas de agua presentes en el GC y entender la distribución espacial de los metales disueltos y de las variables del sistema del CO<sub>2</sub>, respectivamente. Estos autores concluyeron que más del 80% de la variabilidad del cadmio y del CO<sub>2</sub> total (C<sub>T</sub>; también referido por otros autores como ΣCO<sub>2</sub> o CID) podría ser explicada mediante los procesos de mezcla vertical que ocurren en la RI.

Otro factor importante en la RI es la variación estacional de las masas de Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt) y Agua del Golfo de California (AGC), las cuales ocupan la capa superficial de la zona (Torres-Orozco 1993). Por lo tanto, se esperaría que la combinación de factores como la variación estacional del volumen de las masas de agua, en conjunto con la intensidad de la mezcla por efecto de la marea y la batimetría, influenciaran los cambios espaciales y temporales de las variables del sistema del CO<sub>2</sub> en la RI. En este trabajo se presentan los resultados de mediciones de las variables del sistema del CO<sub>2</sub> en la RI. Los resultados permitieron estudiar el papel de la mezcla vertical en la distribución espacial de los parámetros del sistema del CO<sub>2</sub> bajo condiciones de invierno.

## METODOLOGÍA

### EL ÁREA DE ESTUDIO

El GC se localiza en la costa oeste de México, con una longitud aproximada 1100 km de largo y 150 km de ancho. El GC se ha dividido en cuatro regiones principales: Norte, RI, Centro y Sur. En particular, la batimetría de la RI (fig. 1) constituye una de las características más sobresalientes del GC debido a que está formada por una serie de umbrales y cuencas profundas que por una parte restringen la circulación entre el norte del GC y el centro del GC (CGC) y por la otra actúan como punto de generación de mezcla intensa por las fuertes corrientes de marea (Torres-Orozco 1993). En el sur del GC (SGC) y el centro (CGC), la profundidad de las cuencas es mayor a 3000 m, por lo que

experimenta un intercambio libre con el Océano Pacífico adyacente (Castro *et al.* 2000). Al sur de la RI se encuentran los umbrales de San Esteban (~600 m de profundidad) y San Lorenzo (~400 m de profundidad) que restringen la entrada de las masas de agua profundas hacia el Canal de Ballenas (~1500 m de profundidad) (Badán-Dangón *et al.* 1991).

## MUESTREO

La campaña oceanográfica Umbrales I (UI) se realizó durante la segunda quincena de marzo de 2002 en la RI, iniciando en mareas vivas y terminando en mareas muertas. La red de muestreo cubrió un total de 38 estaciones (fig. 1b, página siguiente) y en 24 de ellas se recolectaron muestras para analizar nutrientes y las variables del sistema del CO<sub>2</sub>: pH (en la escala de protones totales), CO<sub>2</sub> total (Ct) y Alcalinidad total (At). De las botellas Niskin se obtuvieron muestras con jeringas de 50 ml para los análisis de pH, At y el Ct, los cuales se llevaron a cabo a bordo del barco utilizando la técnica de titulación potenciométrica descrita por Hernández-Ayón *et al.* (1999). También se empleó un CTD Sea-bird 911 Plus con sensores para registrar la estructura vertical de la salinidad, temperatura y el oxígeno disuelto (O<sub>2</sub>).

## PROCESAMIENTO DE DATOS

La pCO<sub>2</sub> se estimó con los datos superficiales de Ct, At, PO<sub>4</sub><sup>-3</sup>, temperatura, salinidad y las constantes de Lueker *et al.* (2000). Los valores de Ct y pH en equilibrio con la atmósfera se calcularon con el programa CO2SYS (Lewis y Wallace 1998) usando los valores superficiales de At en cada estación y considerando una pCO<sub>2</sub> constante de 365 µatm. La utilización aparente de oxígeno (UAO) se calculó mediante la diferencia entre el O<sub>2</sub> a saturación calculada a partir de la temperatura y la salinidad *in situ* (Weiss 1970) menos la concentración del O<sub>2</sub> medido *in situ*. Para las variables del sistema del CO<sub>2</sub> se calculó la media de los primeros 100 m de profundidad de cada zona. El parámetro de estratificación ( $\phi$ ) se determinó de acuerdo con Simpson y Bowers (1981), con la finalidad de estimar las características físicas presentes en la RI y el efecto de la mezcla vertical sobre la distribución superficial de las variables del sistema del CO<sub>2</sub>. El valor de  $\phi$  (J m<sup>-3</sup>) representa una medida de la cantidad de trabajo que se requiere para mezclar una columna de agua, donde valores altos indican una columna de agua más estratificada, mientras que valores bajos indican lo contrario.

Figura 1. a) Batimetría de la Región de las Grandes Islas dentro del Golfo de California. Los puntos negros (•) indican la posición de algunos de los umbrales. Los umbrales de la parte sur corresponden al umbral de San Lorenzo (del lado de BC) y al de San Esteban (entre las islas de San Lorenzo y San Esteban). CB es la abreviación de Canal de Ballenas. b) Muestreo de Umbrales I. Estaciones en donde se hicieron lances de CTD solamente (○), y estaciones en donde además se obtuvieron muestras para pH y Ct (•) (Las estaciones 7, 14 y 15 fueron lances intermedios). Las líneas corresponden a los transectos analizados. El transecto A se encontró localizado del lado de la Península de Baja California; el transecto B cruza la región por el centro; el transecto C del lado del estado de Sonora

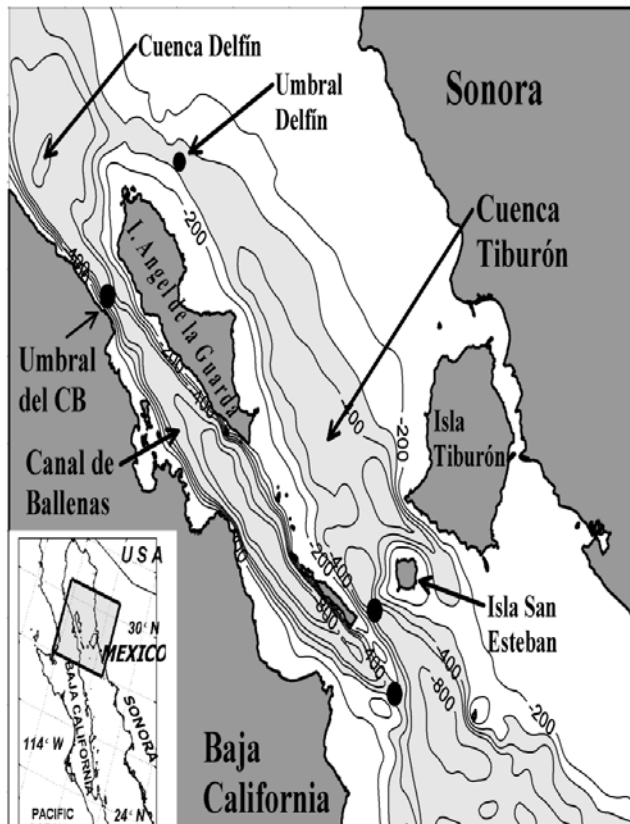
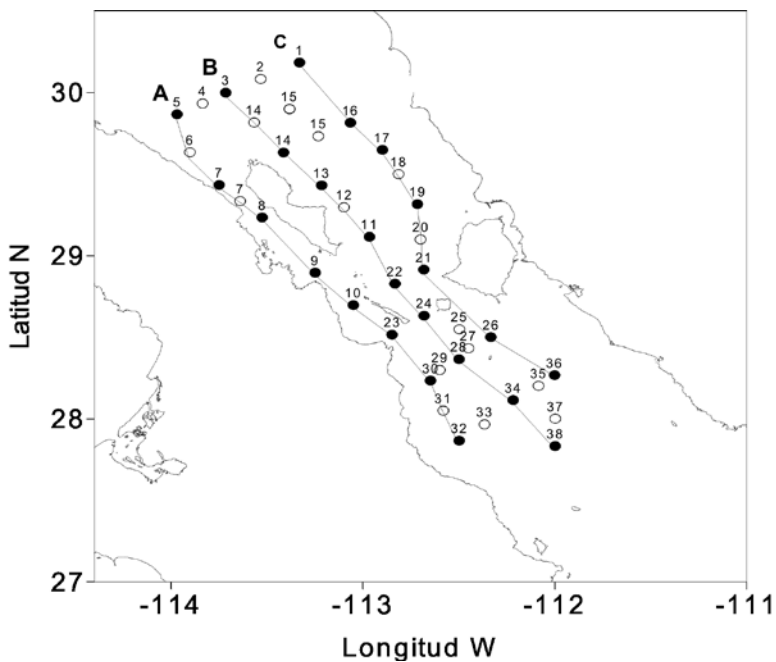


Figura 1. a) Batimetría de la Región de las Grandes Islas dentro del Golfo de California. Los puntos negros (●) indican la posición de algunos de los umbrales. Los umbrales de la parte sur corresponden al umbral de San Lorenzo (del lado de BC) y al de San Esteban (entre las islas de San Lorenzo y San Esteban). CB es la abreviación de Canal de Ballenas. b) Muestreo de Umbrales I. Estaciones en donde se hicieron lances de CTD solamente (○), y estaciones en donde además se obtuvieron muestras para pH y Ct (●) (Las estaciones 7, 14 y 15 fueron lances intermedios). Las líneas corresponden a los transectos analizados. El transecto A se encontró localizado del lado de la Península de Baja California; el transecto B cruza la región por el centro; el transecto C del lado del estado de Sonora (*continúa*)

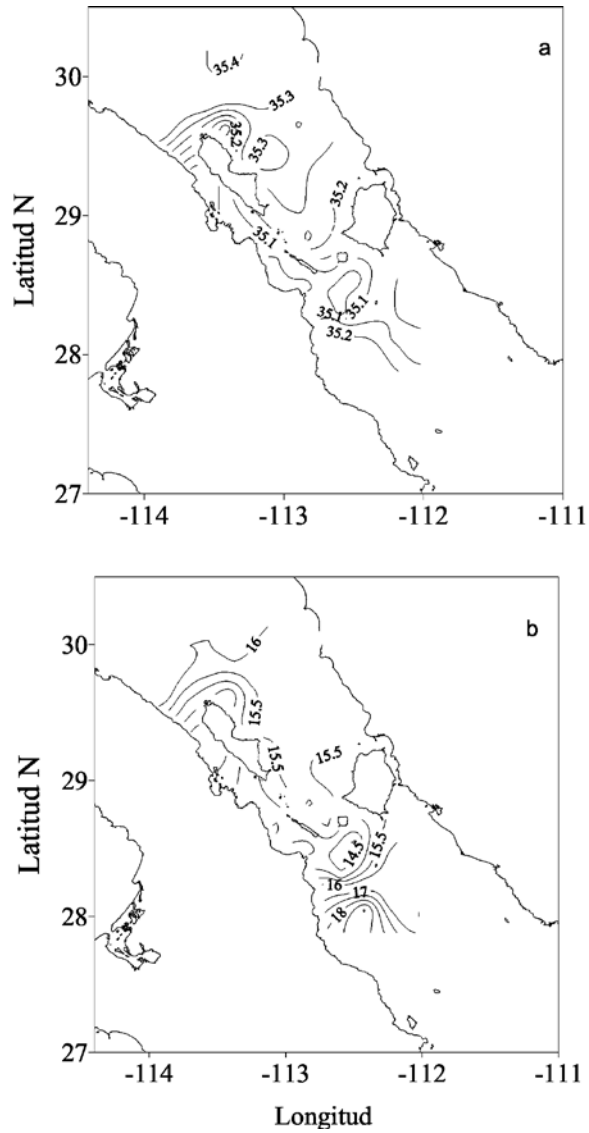


## RESULTADOS

### MASAS DE AGUA PRESENTES EN LA RI

En la figura 2 se observa que la temperatura y salinidad superficiales más bajas (14.7°C y 35.1) se registraron en la zona de los umbrales (al sur de las islas San Lorenzo, San Esteban y Tiburón) y también al norte del Canal de Ballenas. La

Figura 2 Distribución superficial de salinidad (a) y temperatura (b) durante el cruce Umbrales I. El intervalo de los contornos, para salinidad y temperatura es de 0.05 y 0.5°C, respectivamente

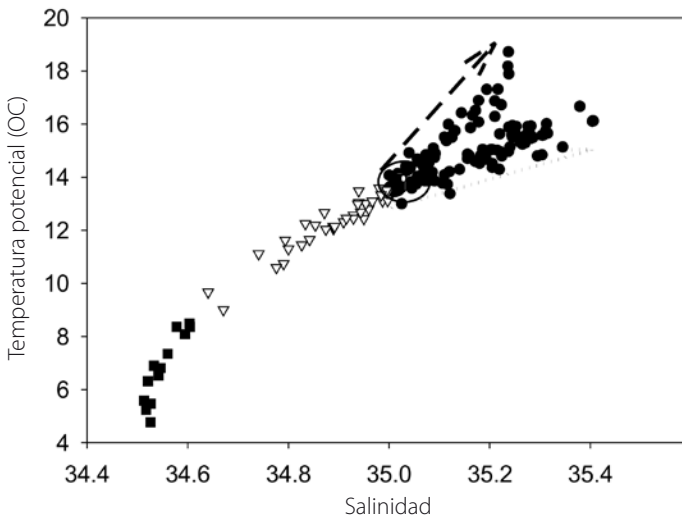


salinidad superficial aumentó hacia el noroeste de 35.05 a 35.40 (fig. 2a) mientras que la temperatura superficial aumentó al sureste de 14.5°C hasta 18.0°C (fig. 2b). Las masas de agua que se identificaron en el crucero UI fueron: AGC, ASsSt y Agua Intermedia del Pacífico (AIP) (fig. 3). Las características T-S promedio del AGC, ASsSt y AIP fueron 14.9°C±1.2 y 35.16±0.12, 12.2°C±0.9 y 34.89±0.09 y 6.7°C±1.1 y 34.55±0.03, respectivamente. En este trabajo se hará énfasis en la distribución espacial del AGC, la cual se diferenció en tres tipos de agua (fig. 3): agua con baja temperatura y salinidad (14°C, 35.05; elipse negra; AGC-1), agua con alta salinidad y menor temperatura (17°C, 35.35; flecha con líneas punteadas; AGC-2) y agua con mayor temperatura y menor salinidad (18°C, 35.2; flecha con líneas segmentadas; AGC-3).

#### TRANSECTOS DE TEMPERATURA, SALINIDAD, CT, pH Y O<sub>2</sub>

Los transectos analizados mostraron hidrografías distintas a pesar de encontrarse tan cercanos entre sí (figs. 1b y 4). De manera general se observó que

Figura 3 Diagrama T-S correspondiente a Umbrales I (a). Las masas de agua fueron identificadas de acuerdo a Torres-Orozco (1993). Agua del Golfo de California (•), Agua Subsuperficial Subtropical (▽) y Agua Intermedia del Pacífico (■). La elipse encierra los datos de la zona de los umbrales y del Canal de Ballenas. La flecha segmentada corresponde al agua localizada al sureste de la RI y la flecha punteada al agua localizada al noroeste de la RI





las isolíneas de temperatura, salinidad pH, Ct y O<sub>2</sub> mostraron condiciones de mezcla intensa en el Canal de Ballenas (transecto A; estaciones 7, 8, 9, 10 y 23) y la parte norte del transecto B, mientras que la mayor estratificación se observó en la superficie del transecto C. En los tres transectos al sur de los umbrales se observó que el agua fría ascendió a la superficie desde aproximadamente 75 m de profundidad, con un alto contenido de Ct y pH bajo (fig. 4).

#### PARÁMETRO DE ESTRATIFICACIÓN ( $\phi$ ) CONTRA VARIABLES FÍSICOQUÍMICAS Y DEL SISTEMA DEL CO<sub>2</sub>

Con base en los valores de  $\phi$ , el diagrama T-S y la forma del perfil de densidad (no se presentan estos perfiles) se delimitaron tres zonas hidrográficamente distintas (fig. 5a). La AGC-1 correspondió a la zona menos estratificada, con valores de  $\phi$  menores a  $17 \text{ J m}^{-3}$  ( $T_{\text{media}} 14.3 \text{ }^\circ\text{C}\pm 0.4$ ;  $S_{\text{media}} 35.05\pm 0.03$ ) localizada en el Canal de Ballenas y la región de los umbrales de San Lorenzo, San Esteban y Tiburón. La AGC-2 correspondió a condiciones de estratificación intermedia con  $\phi$  entre  $17 \text{ J m}^{-3}$  y  $30 \text{ J m}^{-3}$  ( $T_{\text{media}} 16 \text{ }^\circ\text{C}\pm 0.3$ ;  $S_{\text{media}} 35.31\pm 0.07$ ) al noroeste de la RI y del lado nororiental de la Isla Ángel de la Guarda. La AGC-3 correspondió a la zona más estratificada con valores de  $\phi$  entre  $30 \text{ J m}^{-3}$  y  $80 \text{ J m}^{-3}$  ( $T_{\text{media}} 17.5^\circ\text{C}\pm 1.1$ ;  $S_{\text{media}} 35.2\pm 0.04$ ) al sureste de la RI. Al graficar  $\phi$  contra la temperatura y la salinidad superficial (figs. 5b, c) se observó que la estratificación estuvo más asociada con la temperatura que con la salinidad. La AGC-1 presentó los valores superficiales más altos de Ct y pCO<sub>2</sub>, y los más bajos de pH (figs. 5d, e y f). La AGC-3 presentó los valores más bajos de Ct y pCO<sub>2</sub> y los máximos valores de pH. Los valores superficiales de Ct y pCO<sub>2</sub> en el AGC estuvieron por arriba del valor en equilibrio (figs. 5d y f), mientras que el pH estuvo por debajo del valor en equilibrio (fig. 5f).

Los valores altos de UAO en la superficie indican que es agua subsuperficial recién transportada hacia la superficie, mientras que valores bajos o incluso negativos indican que el agua estuvo más tiempo en contacto con la superficie. En general, la AGC-1 presentó los valores calculados más altos de UAO y el caso contrario fue para la AGC-2. Por ejemplo, a profundidades de 0 m a 50 m, la UAO promedio para las AGC-1, 2 y 3 fueron de  $62\pm 27$ ,  $5\pm 32$  y  $13\pm 37 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$  respectivamente. Entre los 75 m y 100 m los valores medios para las AGC-1, 2 y 3 fueron  $94\pm 19$ ,  $98\pm 32$ , y  $108\pm 15 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$  respectivamente. Estos resultados sugieren que el agua superficial de la AGC-1 presentó características de agua profunda recién transportada a la superficie.

Figura 4. Transectos de salinidad (a1-b1-c1), temperatura (°C; a2-b2-c2), pH (a3-b3-c3), Ct (μmol kg<sup>-1</sup>; A4-B4-C4) y O<sub>2</sub> (μmol kg<sup>-1</sup>; A5-B5-C5)

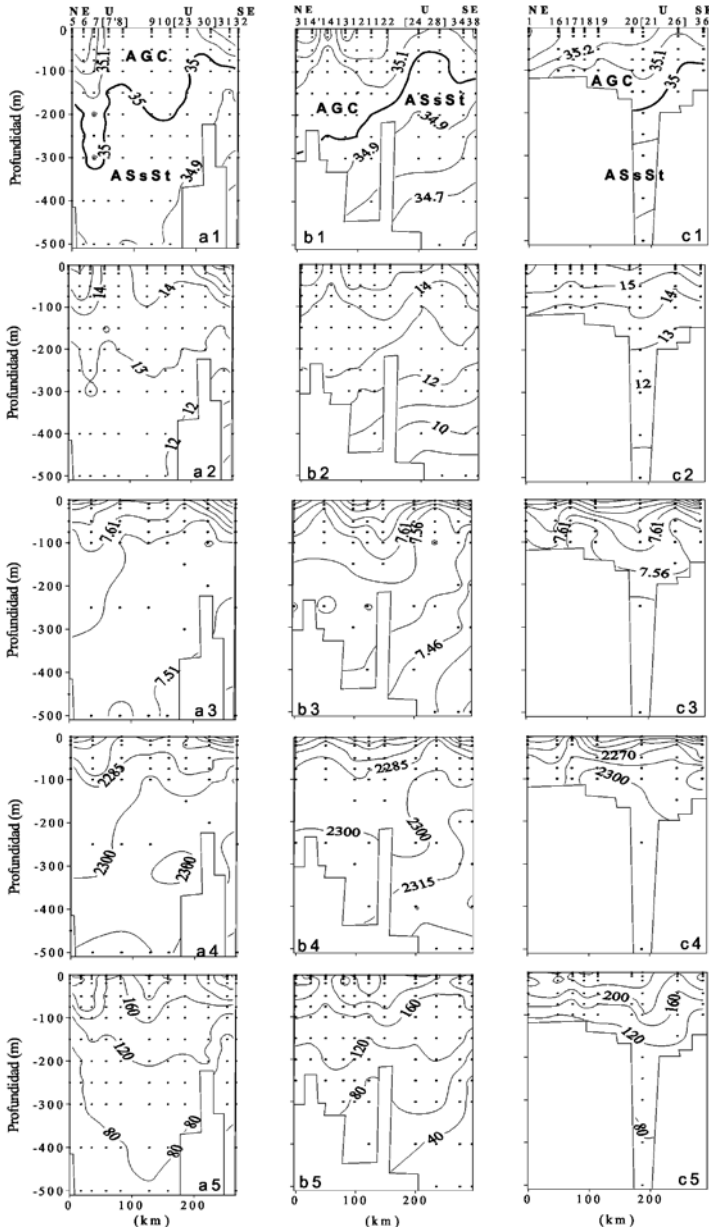
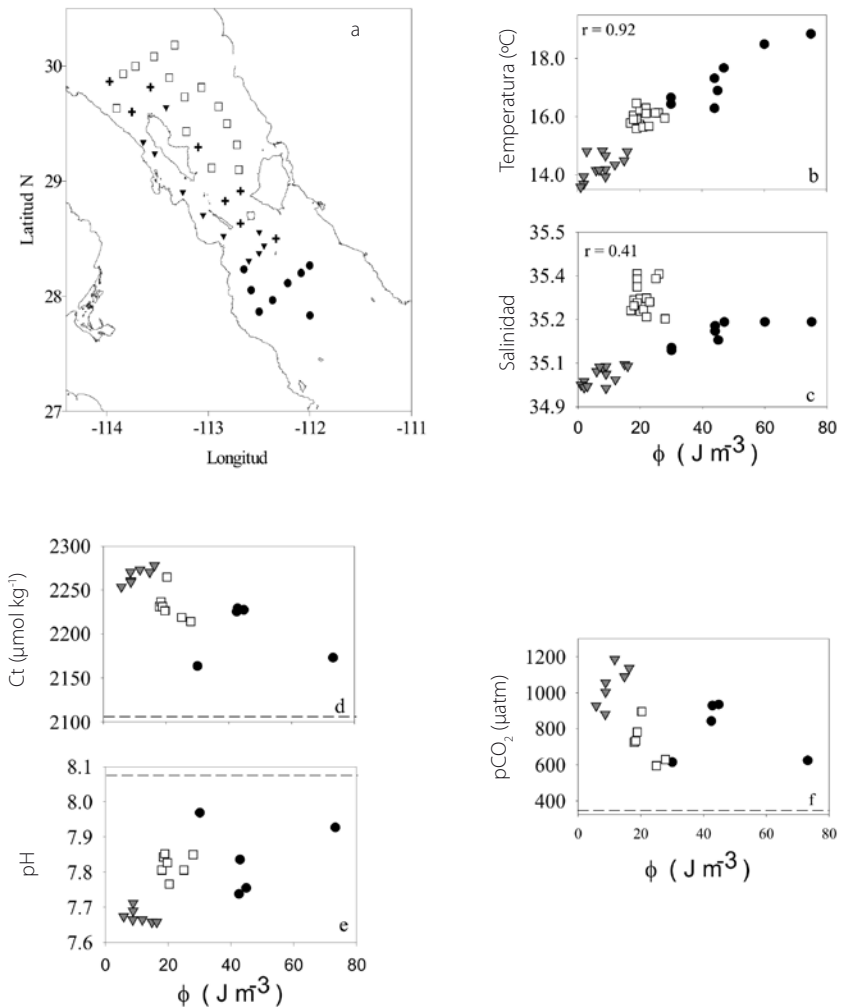


Figura 5. (a) Ubicación por zona geográfica: Zona 1 (▼), Zona 2 (□) y Zona 3 (●). Las cruces (+) corresponden a las estaciones de transición. Relación de temperatura (b), salinidad (c), Ct (d), pH (e) y  $p\text{CO}_2$  (f) con  $\phi$ . La línea punteada (----) corresponde al valor promedio en equilibrio de pH de 8.085, Ct de  $2089.6 \mu\text{mol kg}^{-1}$  y  $p\text{CO}_2$  de  $365 \mu\text{atm}$ , respectivamente



## DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

El muestreo detallado en la RI permitió analizar la distribución de las variables del CO<sub>2</sub> y su relación con las condiciones oceanográficas presentes en la zona. El área de estudio estuvo afectada por distintas intensidades de mezcla vertical que originaron variaciones espaciales del carbono inorgánico disuelto. En los transectos verticales se mostraron las distintas condiciones hidrográficas como la zona del Canal de Ballenas y la región de los umbrales las que presentaron intensa mezcla, así como las zonas del sureste y noreste de la RI en las que se encontró alta estratificación. Esta variación en la intensidad de la mezcla vertical resultó en las zonas hidrológicas identificadas en este trabajo como AGC-1, 2 y 3.

La AGC-1, localizada en el Canal de Ballenas y la zona de los umbrales de San Lorenzo y San Esteban, se caracterizó por los bajos valores de  $\phi$ , temperatura, salinidad, pH y O<sub>2</sub> y además por presentar los más altos niveles de pCO<sub>2</sub> y Ct (fig. 5) como consecuencia de un transporte de agua subsuperficial (fig. 4). Otros autores observaron un transporte similar en la misma zona sobre el umbral de San Esteban en condiciones de verano y sugirieron que afectó la distribución vertical de variables químicas como el pH y el Ct (Hernández-Ayón 2000), el NO<sub>3</sub><sup>-</sup> y PO<sub>4</sub><sup>-3</sup> (Torres-Valdés 2000) y el cadmio (Delgadillo-Hinojosa 2000). Los valores superficiales de pH, Ct y pCO<sub>2</sub> indican que la RI se comportó como fuente de CO<sub>2</sub> hacia la atmósfera con valores de pCO<sub>2</sub> >580  $\mu$ atm. Sin embargo, en el AGC-1 fue donde hubo mayor transporte de agua profunda hacia la superficie, llegando la pCO<sub>2</sub> a valores máximos de hasta 1160  $\mu$ atm (fig. 5).

El Canal de Ballenas es una región característica de la RI por su alta intensidad de mezcla y porque es una cuenca con alta renovación de agua profunda y tiempo de residencia muy bajo (López et al. 2006). En particular se observó la entrada del ASsSt rica en CO<sub>2</sub> hasta el norte de la Isla Ángel de la Guarda (fig. 4). Sin embargo, al mezclarse el ASsSt con el AGC resultó en una menor concentración de Ct en la columna de agua en comparación con el Ct medido antes de ingresar al canal. Por ejemplo, el Ct de una muestra a 500 m en el Canal de Ballenas de la estación 9 fue de ~50  $\mu$ moles más bajo que los medidos para la misma profundidad en la estación 38 localizada al sur de los umbrales.

El AGC-2, localizada en el noreste de la RI, se caracterizó por valores intermedios de temperatura, Ct y pH. Esta zona presentó una intensidad de mezcla menor a la observada en el AGC-1 y las salinidades más altas. Esto

es consistente con la menor mezcla que presentan las aguas que entran a la región norte del GC por el umbral de San Esteban comparadas con las que entran al Canal de Ballenas por el umbral de San Lorenzo (ver Fig. 1 y López et al. 2006). Las características de T-S de esta zona fueron similares a las reportadas en muestras de agua del Alto Golfo de California en condiciones de invierno (Bray 1988, Godínez-Sandoval *et al.* 2000). El NGC es somero (~200 m) y los procesos de evaporación son fuertes y dan lugar a la formación de agua más salinas que resulta en la formación de AGC en invierno (Lavín *et al.* 1995). El AGC-2 presentó los valores más altos de salinidad, con una  $\phi$  intermedia y valores de UAO que sugieren que esas aguas han estado más tiempo expuestas a la superficie. Recientemente se reportó que el tiempo de residencia máximo del agua en el NGC es de aproximadamente 1.5 años (López y García 2003). Por lo tanto, el agua del AGC-2 además de evaporación habrá pasado por procesos de degasificación de  $\text{CO}_2$ , fotosíntesis o respiración. La zona norte del GC se caracteriza por tener un alto contenido de material orgánico suspendido (García-de Ballesteros y Larroque 1976) y también por una alta tasa de respiración del mismo material (Montes-Hugo *et al.* 1997). Esto podría explicar las diferencias en las concentraciones de Ct con respecto al agua del AGC-1 y 3.

El AGC-3 se localizó al sureste de la RI (fig. 5). Esta zona se caracterizó por tener la más alta estratificación, altas temperaturas superficiales y las concentraciones más bajas de Ct. Se ha reportado que existe un giro anticiclónico permanente ubicado sobre la cuenca de San Pedro Mártir (Marinone y Lavín 2003) donde se localizan varias estaciones de este estudio y que corresponden a la zona 3. Dicho giro, en combinación con la circulación termohalina, pudiera explicar la ruta del agua rica en  $\text{CO}_2$  que surge en los umbrales de San Esteban y San Lorenzo y que llega por la superficie hacia el sur de los umbrales. En su camino hacia el sur el agua en la superficie comienza a calentarse y por lo tanto a estratificarse. Esta agua con altos nutrientes,  $\text{CO}_2$  y con alta estratificación, podría favorecer el proceso de fotosíntesis y, por lo tanto, la utilización de Ct. En el trabajo realizado en invierno por Gaxiola-Castro *et al.* (1995) se encontró la mayor estratificación asociada con los valores más altos de productividad primaria en el centro y sur del GC; mientras que las estaciones que se encontraron en la RI presentaron alta mezcla y baja productividad.

Los resultados muestran que las zonas estudiadas en este estudio presentan diferencias en sus propiedades físicas y químicas. Sin embargo, es claro que cada zona tiene una historia de procesos diferentes, con distinta intensidad de mezcla y con una variación en los volúmenes de las masas de agua en la RI.

Por ejemplo, en un análisis de las proporciones de las masas de agua en el GC, Delgadillo-Hinojosa (2000) reportó que durante el verano los primeros 50 m superficiales, se explicaron 36% de ASsSt, 57% de AGC y 7% de Agua Superficial Ecuatorial (ASE); mientras que en invierno la mezcla fue 70% del ASsSt y 30% de AGC. En este trabajo se observó un predominio de ASsSt entre los 50 m y 75 m de profundidad en la zona de los umbrales bajo condiciones de invierno. Estos resultados indican que en la RI el ASsSt es la fuente principal de Ct, y que la variación en el volumen de las masas de agua ASsSt y AGC en combinación con la intensidad de la mezcla, controlan de manera muy importante la concentración superficial de Ct en esa región. Además, el AGC en general se encontró saturada con CO<sub>2</sub>, indicando que bajo condiciones de invierno esta región se comportó como una fuente de CO<sub>2</sub> hacia la atmósfera.

## AGRADECIMIENTOS

Nuestros agradecimientos por las críticas constructivas de los revisores Gilberto Gaxiola y Eduardo Valdez. El manuscrito mejoró significativamente gracias a sus comentarios positivos. Esta investigación fue financiada por CONACYT bajo el proyecto número G33464-T.

## BIBLIOGRAFÍA

- Alvarez Borrego S. y Lara-Lara J. 1991. The physical environment and primary productivity of the Gulf of California. En: Dauphin JP, Simoneit BR (eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 47: 555–567.
- Badan-Dangon A, Hendershott MC, Lavín MF. 1991. Underway Doppler current profiles in the Gulf of California, EOS. *Trans. Am. Geophys. Union* 72(209): 217–218.
- Bray NA. 1988. Water Mass Formation in the Gulf of California. *J. Geophys Res.* 93(C8): 923–924.
- Camiro-Vargas TK. 2004. El sistema del carbono en la región de las grandes islas en el Golfo de California. Tesis de maestría. UABC. Ensenada, México. 92 pp.
- Castro R, Mascarenhas AS, Durazo R, Collins C A. 2000. Variación estacional de la temperatura y salinidad en la entrada del Golfo de California, México. *Cienc. Mar.* 26: 561–583.
- Delgadillo-Hinojosa F. 2000. Biogeoquímica del cadmio y manganeso en el Golfo de California. Tesis de doctorado. UABC, México. 183 pp.

- Delgadillo-Hinojosa F, Macías-Zamora JV, Segovia-Zavala JA, Torres-Valdés S. 2001. Cadmium enrichment in the Gulf of California. *Mar. Chem.* 75: 109–122.
- García-de Ballesteros G, Larroque M. 1976. Elementos sobre la distribución de turbidez en el Alto golfo de California. *CalCOFI Rep.* XVIII: 81–108.
- Gaxiola-Castro G, Alvarez-Borrego S. 1978. Sistema del bióxido de carbono en Golfo de California. *Cienc. Mar.* 5: 25–39.
- Gaxiola-Castro G, García-Cordova J, Valdez-Holguín JE, Botello-Ruvalcaba M. 1995. Spatial distribution of chlorophyll *a* and primary productivity in relation to winter physical structure in the Gulf of California. *Cont. Shelf. Res.* 15: 1043–1059.
- Godínez-Sandoval VM, Lavín M, Alvarez-Sánchez LG, Sánchez-Mancilla S, Ramírez-Mendoza R. 2003. Datos hidrográficos de la campaña oceanográfica: Alto Golfo de California FU0002: del 24 de febrero al 1 de marzo del 2000. Informe técnico 2332. Comunicaciones Académicas, Serie Oceanografía Física, CICESE. 110 pp.
- Hernández-Ayón JM, Belli SL, Zirino A. 1999. pH, alkalinity and total CO<sub>2</sub> in coastal seawater by potentiometric titration with a difference derivative readout. *Anal. Chim. Acta* 394: 101–108.
- Hernández-Ayón JM. 2000. Efectos de procesos físicos, químicos y biológicos sobre parámetros del sistema del CO<sub>2</sub> en dos regiones costeras: El Golfo de California y una región de la Antártica. UABC. Tesis de doctorado, México. 157 pp.
- Hidalgo-González R, Alvarez-Borrego S, Zirino A. 1997. Mezcla en la región de las grandes islas del Golfo de California: Efecto de la pCO<sub>2</sub> superficial. *Cienc. Mar.* 23: 317–327.
- Lavín MF, Gaxiola-Castro G, Robles JM, Richter K. 1995. Winter water masses and nutrients in the northern Gulf of California. *J. Geophys. Res.* 100: 8587–8605.
- Lewis D, Wallace WR. 1998. CO<sub>2</sub> System. Program developed for CO<sub>2</sub> system calculation. Oak Ridge National Laboratory. ORNL/CDIA-105.
- López M, García J. 2003. Moored observations in the northern Gulf of California: A strong bottom current. *J. Geophys Res.* 108, C2, 3048: 1–18.
- López M, Candela J, Argote ML. 2006. Why does the Ballenas Channel have the coldest SST in the Gulf of California? *Geophys. Res. Lett.* 33, L11603, doi:10.1029/2006GL025908.
- Luecker TJ, Dickson AG, Keeling CD. 2000. Ocean pCO<sub>2</sub> calculated from dissolved inorganic carbon, alkalinity and equations for K<sub>1</sub> y K<sub>2</sub>: validation based on laboratory measurement of CO<sub>2</sub> in gas in seawater at equilibrium. *Mar. Chem.* 70:105–119.
- Marinone-Moschetto SGL, Lavín-Peregrina MF. 2003. Residual flow and mixing in the large islands region of the Central Gulf of California. En: Velasco-Fuentes OU, Sheinbaum J, Ochoa J (eds.), *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*. Editorial Kluwer Academic Publishers. Pp. 213–236.

- Martínez-Díaz-de-León A, Pacheco-Ruiz I, Delgadillo-Hinojosa F, Zertuche-Gonzalez JA, Chee-Barragán A, Blanco-Betancourt R, Guzmán-Calderón JM, Gálvez-Telles A. 2006. Spatial and temporal variability of the sea surface temperature in the Ballenas-Salsipuedes Channel (Central Gulf of California). *J. Geophys. Res.* 111: 1–7.
- Montes-Hugo MA, Alvarez-Borrego S, Zirino A. 1998. The winter air-water CO<sub>2</sub> net flux is not significant in the Gulf of California to the north of 30°N. *Cienc. Mar.* 29: 483–490.
- Santamaría-del-Angel E, Alvarez-Borrego S, Muller-Karger FE. 1999. Gulf of California biogeographic regions based on coastal color scanner imagery. *J. Geophys. Res.* 99: 7411–7421.
- Simpson JH, Bowers D. 1981. Models of stratification and frontal movement in shelf seas. *Deep-Sea Res.* 28A: 727–738.
- Torres-Valdés S. 2000. Distribución espacial y variabilidad temporal de nutrientes en el Golfo de California. Tesis de maestría. UABC. Ensenada, México 62 pp.
- Torres-Orozco E. 1993. Análisis volumétrico de las masas de agua del Golfo de California. Tesis de maestría. CICESE. Ensenada. México. 80 pp.
- Weiss W J. 1970. The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and sea water. *Deep-Sea Res.* 17: 721–735.
- Zirino A, Hernández-Ayón J M, Furhrmann R A, Alvarez-Borrego S, Gaxiola-Castro G, Lara-Lara J R, Bernstein R L. 1997. Estimaciones superficiales de pCO<sub>2</sub> en el Golfo de California a partir de mediciones continuas de pH e imágenes de satélite. *Cienc. Mar.* 23: 1–22.





## 5 COMPOSICIÓN Y CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA $\delta^{13}\text{C}$ DE CARBONO ORGÁNICO PARTICULADO EN AGUAS OCEÁNICAS DEL SUROESTE DEL GOLFO DE MÉXICO

*M. González-Ocampo, E. Escobar-Briones  
y P. Morales-Puente*

### INTRODUCCIÓN

El carbono orgánico particulado (COP) juega un papel importante en el ciclo biogeoquímico del carbono en el océano y se vincula estrechamente con la producción, transferencia y descomposición de la materia orgánica en el ecosistema (Longhurst y Pauly 1997). En aguas oceánicas la mayor parte del COP se origina a partir del fitoplancton (Rullkötter 2000) y éste es distribuido por los procesos hidrodinámicos locales (Parsons *et al.* 1995). Los mecanismos de transporte del COP en la columna de agua determinan la composición y características. Las velocidades de sedimentación dependen del tamaño y forma de las partículas, y varían de 1.5 a 5 m en 24 h (Duursma y Dawson 1981, Wakeham y Cnuel 1988). La composición química y la distribución del COP son diversas, no sólo en términos del tamaño de las partículas, sino también en cuanto a su origen (Wakeham y Cnuel 1988, Kolber *et al.* 2001). El COP es un componente importante de los sumideros de carbono, en particular combinado con carbonatos y bicarbonatos una vez que éstos han sido fijados por los productores primarios (Fenchel 2001). El tiempo de residencia del COP en el océano va desde algunos días para el material lábil ( $\text{C}_{\text{BIO}}$ ) que ingresa en la cadena de herbívoros (Legendre y Rasoulzadegan 1996), hasta más de cientos de años, como por ejemplo en el secuestro del COP en el sedimento como el petróleo, en estructuras como corales y en el material refractario del

sedimento del mar profundo (Fenchel 2001). El tiempo de permanencia en el océano influye directamente en los procesos que regulan el calentamiento global, ya que permiten el secuestro del carbono atmosférico (Rullkötter 2000, Fenchel 2001).

La fauna del mar profundo se sostiene en su mayor parte del COP que se exporta desde la superficie (Duursma y Dawson 1981) determinando los patrones de distribución de la abundancia, composición y biomasa del bentos (de Bovée *et al.* 1990). Así, el presente estudio describe las principales características del origen y la composición del COP en tres zonas diferentes batimétricas.

## ANTECEDENTES

La mayor parte de la información existente sobre  $\delta^{13}\text{C}$  en las partículas orgánicas del océano mundial proviene de aguas templadas y frías. Solamente existe un número limitado de registros para el Golfo de México (Sackett y Thompson 1983).

El uso de isótopos estables de  $^{13}\text{C}$  como marcador natural permite reconocer el origen del carbono orgánico y algunos procesos que lo degradan en la columna de agua. La caracterización isotópica del COP inició en la década de los sesenta con el trabajo de Sackett *et al.* (1965) que destacó la relación entre la temperatura superficial y el enriquecimiento en  $^{13}\text{C}$  del fitoplancton detectable en la materia orgánica depositada en el sedimento. Los registros del COP provienen principalmente de la zona eufótica (p.e. superficie y capa de mezcla; Rau *et al.* 1991, 1992, Dehairs *et al.* 1997, Kennedy y Robertson 1995) y solamente algunos trabajos incluyen valores de COP en el agua de fondo (Boyd *et al.* 1999, Wu *et al.* 1999). La mayoría de los trabajos pertenecen a una localidad. En el océano los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  en fitoplancton oscilan entre  $-18$  y  $-29.5\text{‰}$ . Los valores empobrecidos ( $-25$  a  $-29.5\text{‰}$ ) han sido observados en el Antártico y se atribuyen a la temperatura superficial que se relaciona con la concentración del  $\text{CO}_2$  en el océano. Las abundancias de  $\delta^{13}\text{C}$  se han empleado para caracterizar el COP en el océano. En algunos estudios se ha encontrado que el COP superficial está enriquecido en latitudes bajas. Por ejemplo, en el Golfo de México los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  costero fueron de  $-20.8$  a  $-24.4\text{‰}$ , en el Océano Atlántico a  $47^\circ\text{S}$  el valor superficial de  $\delta^{13}\text{C}$  en COP fue de  $-24.6\text{‰}$  y a  $57^\circ\text{S}$  de  $-28.5\text{‰}$  (Rau *et al.* 1992, Dehairs *et al.* 1997). Jeffrey *et al.* (1983) reconocieron diferencias en el COP del Mar Caribe y del Golfo de México con el del Atlántico ecuatorial que se atribuyeron a las

características físicas (temperatura y corrientes superficiales) de la columna de agua de cada región.

Este estudio, por su naturaleza, tuvo como objetivo realizar una primera aproximación en la caracterización isotópica estable de partículas orgánicas y reconocer si existe una homogeneidad espacial y batimétrica de los valores. Entre las metas propuestas se consideró llevar a cabo un análisis isotópico estable  $\delta^{13}\text{C}$  del COP para reconocer el origen y tiempo de permanencia en la columna de agua, con la idea de validar o alternativamente cuestionar los modelos de ambientes tropicales basados en la ausencia de exportación en cuencas oligotróficas tropicales. Una meta adicional contempló llevar a cabo observaciones al MEB de la composición de las partículas que permitan por una parte reconocer los componentes dominantes del COP y por otra relacionar esta información a los valores de isotopía estable de COP. En términos generales este estudio se abocó a caracterizar el COP en muestreos discretos a través de la columna de agua en la región suroeste del mar profundo del Golfo de México, con el objeto de reconocer el comportamiento de las partículas en un océano estratificado.

## EL ÁREA DE ESTUDIO

Para el estudio del COP se eligió el área que se localiza en el sector suroeste del Golfo de México entre  $20^{\circ}30'$  y  $23^{\circ}35'N$ , y  $92^{\circ}$  y  $96^{\circ} 50'W$ . El área de estudio comprende a la planicie abisal, el talud continental y el Cañón de Campeche (tabla 1).

En general el Golfo de México es considerado un sistema oligotrófico, que presenta una termoclina permanente (estratificación térmica) alterada solamente por los frentes de invierno (Vidal *et al.* 1994) y por los giros, producto de las corrientes dominantes en la cuenca, que generan una mayor producción primaria (Escobar y Soto 1997). En el Golfo de México se reconoce la existencia de varias masas de agua que lo estratifican en términos de temperatura y densidad (Nowlin 1972). La capa superficial ocupa los primeros 150 m y es considerada como la más afectada en sus características biológicas y físicas de circulación por fenómenos climáticos (Salas-de-León *et al.* 2004). La columna de agua se diferencia en tres zonas: la capa de mezcla, la termoclina y la capa profunda. Estas zonas abarcan un gradiente de temperatura que va de  $26^{\circ}\text{C}$  en la superficie hasta  $4^{\circ}\text{C}$  en el agua de fondo.

La planicie abisal presenta sedimentos principalmente de origen pelágico (Antoine 1992). En esta zona se ubicaron ocho localidades distribuidas en

un transecto (localidades 1–8 de la campaña Sigsbee 5 muestreadas del 5 al 8 de julio de 2002). El talud continental del sector occidental se caracteriza por la presencia de cordilleras (Czerna 1984); su sedimento es de origen mixto, pelágico y terrígeno por el aporte de los ríos Soto la Marina, Pánuco y Tuxpan. Esta zona comprendió cuatro localidades (localidades 9–12 de la campaña Sigsbee 5 muestreadas entre el 8 y 9 de julio de 2002). El Cañón de Campeche es de origen tectónico y mide 125 km de largo por 30 km de ancho en el centro (Weaver 1950) y presenta giros ciclónicos y anticiclónicos en la época de verano (Salas-de-León *et al.* 2004) que promueven el afloramiento de agua. Esta zona de estudio comprendió siete localidades distribuidas sobre la isóbata de los 2000 m de profundidad (localidades 26, 29, 36, 38, 43, 44 y 55 de la campaña oceanográfica PROMEBIO 6, realizada del 15 al 18 de junio de 2002).

## METODOLOGÍA

El agua que se filtró provino de profundidades discretas para obtener 5 mg de COP siguiendo el método descrito por Gundersen (1997). El volumen fue elegido con base a las técnicas propuestas por Gordon y Sutcliffe (1974) y Grasshoff *et al.* (1999). Para retener las partículas se emplearon filtros de fibra de vidrio Whatman GF/F de 0.45  $\mu\text{m}$  en tamaño de poro y 47 mm de diámetro, esterilizados a 500 °C y mantenidos a peso constante.

### MUESTREO

En cada localidad (tabla 1) se registró la temperatura, salinidad y profundidad del máximo de clorofila *a* (Chl *a*) en la columna de agua por medio de una sonda CTD Delta Mark III C-24 WOOCE de General Oceanic y con un perfilador natural de la fluorescencia natural del fitoplancton PNF-300 de Biospherical Instruments. El muestreo contempló seis niveles de recolecta en la columna de agua. Los niveles se denominaron como: (i) capa de mezcla, (ii) techo de la termoclina, (iii) máximo de Chl *a*, (iv) piso de la termoclina, (v) debajo de la termoclina y (vi) agua de fondo. El agua se recolectó con botellas Niskin de 10 l montadas a la roseta de acero que lleva en el centro a la sonda CTD. Las muestras para el análisis de COP se obtuvieron posteriores al registro de oxígeno disuelto, pH y nutrimentos. Cada filtro con material particulado recolectado se preservó a –20 °C envuelto en papel aluminio, en la oscuridad, hasta procesarse para el análisis del contenido isotópico.

Tabla 1. Posición geográfica, niveles de profundidad y parámetros determinados para cada nivel de profundidad en la columna de agua en las localidades de: (a) la planicie abisal, (b) el talud continental y (c) el Cañón de Campeche en el suroeste del Golfo de México.

Nd = no determinado

Localidad/fecha	Latitud N	Longitud W	Filtro	Profundidad (m)	Volumen filtrado (L)	CO <sub>2</sub> P (mg)	Oxígeno disuelto (mg l <sup>-1</sup> )	pH a 25 <sup>a</sup> C
1 05/07/2002	23° 35' 01''	92° 02' 01''	EMG- 37	3500	4	24.9	4.6	6.57
			EMG- 38	1500	4	27.1	4.8	7.02
			EMG- 39	600	4	1.5	3.8	7.28
			EMG- 40	150	4	26.1	4.6	7.71
			EMG- 41	40	4	25.5	5.2	8.00
			EMG- 42	10	4	28.0	nd	Nd
2 05/07/2002	23° 30' 00''	92° 17' 00''	EMG- 48	3500	4	25.9	4.7	7.91
			EMG- 47	1500	4	23.8	5.1	7.77
			EMG- 46	700	4	27.8	3.0	7.65
			EMG- 45	180	4	26.7	3.2	7.86
			EMG- 44	40	4	28.6	4.5	8.08
			EMG- 43	10	4	29.9	3.4	7.96
3 06/07/2002	23° 20' 00''	92° 30' 00''	EMG- 54	3500	4	28.4	4.1	7.61
			EMG- 53	1500	4	27.8	4.1	7.61
			EMG- 52	600	4	27.1	3.0	7.53
			EMG- 51	150	4	24.0	3.4	7.91
			EMG- 50	40	4	30.5	4.0	8.10
			EMG- 49	10	4	29.6	4.0	8.08
4 06/07/2002	23° 06' 05''	96° 05' 00''	EMG- 55	3500	4	32.7	4.2	7.51
			EMG- 56	1500	4	25.0	4.2	7.41
			EMG- 57	600	4	28.1	2.5	7.36
			EMG- 58	150	4	24.1	3.0	7.85
			EMG- 59	70	4	28.4	4.0	7.98
			EMG- 60	40	4	28.0	3.4	8.01
5 07/07/2002	22° 50' 05''	93° 27' 00''	EMG- 66	3500	4	25.6	4.1	7.52
			EMG- 65	1500	4	24.9	4.8	7.64
			EMG- 64	600	4	26.7	2.6	7.60
			EMG- 63	150	4	26.0	4.8	7.97
			EMG- 62	70	4	26.6	4.1	8.05
			EMG- 61	10	4	28.8	4.2	8.09

(Continúa)

Tabla 1. Posición geográfica, niveles de profundidad y parámetros determinados para cada nivel de profundidad en la columna de agua en las localidades de: (a) la planicie abisal, (b) el talud continental y (c) el Cañón de Campeche en el suroeste del Golfo de México.  
Nd = no determinado (*continúa*)

a

Localidad/fecha	Latitud N	Longitud W	Filtro	Profundidad (m)	Volumen filtrado (L)	COP (mg)	Oxígeno disuelto (mg l <sup>-1</sup> )	pH a 25 <sup>a</sup> C
6 07/07/2002	22° 33' 01''	93° 56' 00''	EMG- 72	3500	4	23.6	3.6	7.84
			EMG- 71	1500	4	24.2	3.4	7.72
			EMG- 70	600	4	24.7	4.0	7.67
			EMG- 69	180	4	22.1	3.0	7.98
			EMG- 68	60	4	24.8	5.2	8.09
			EMG- 67	40	4	28.3	4.4	8.09
7 07/07/2002	22° 22' 00''	94° 27' 00''	EMG- 73	3500	4	24.2	4.2	7.65
			EMG- 74	1500	4	26.2	4.2	7.65
			EMG- 75	600	4	6.9	3.1	7.73
			EMG- 76	180	4	27.1	3.5	7.69
			EMG- 77	100	4	27.0	4.0	8.03
			EMG- 78	40	4	23.3	3.6	8.11
8 08/07/2002	22° 05' 05''	94° 58' 30''	EMG- 79	3200	4	24.7	4.6	7.81
			EMG- 80	1500	4	23.5	4.4	7.71
			EMG- 81	600	4	24.0	3.2	7.67
			EMG- 82	180	4	27.7	2.8	7.93
			EMG- 83	100	4	28.3	4.4	8.03
			EMG- 84	40	4	31.5	4.0	8.09

b

Localidad/fecha	Latitud N	Longitud W	Filtro	Profundidad (m)	Volumen filtrado (L)	COP (mg)	Oxígeno disuelto (mg l <sup>-1</sup> )	pH a 25 <sup>a</sup> C
9 21° 51' 05''		95° 24' 35''	EMG- 85	2700	4	24.9	4.3	7.88
			EMG- 86	1500	4	22.6	4.4	7.84

(*Continúa*)

Tabla 1. Posición geográfica, niveles de profundidad y parámetros determinados para cada nivel de profundidad en la columna de agua en las localidades de: (a) la planicie abisal, (b) el talud continental y (c) el Cañón de Campeche en el suroeste del Golfo de México.  
Nd = no determinado (*continúa*)

Localidad/fecha	Latitud N	Longitud W	Filtro	Profundidad (m)	Volumen filtrado (L)	COP (mg)	Oxígeno disuelto (mg l <sup>-1</sup> )	pH a 25 <sup>a</sup> C
08/07/2002			EMG- 87	600	4	26.2	3	7.78
			EMG- 88	150	4	29.2	3.8	7.94
			EMG- 89	70	4	21.5	Nd	Nd
			EMG- 90	40	4	27.6	Nd	Nd
10	21° 36' 00''	95° 52' 30''	EMG- 91	2700	4	21.7	4.8	7.83
			EMG- 92	1500	4	23.3	4.2	7.66
08/07/2002			EMG- 93	600	4	22.7	3.2	7.68
			EMG- 94	200	4	22.6	1.9	7.76
			EMG- 95	70	4	28.1	3.4	8.03
			EMG- 96	30	4	26.1	3.4	8.12
11	21° 21' 25''	96° 21' 31''	EMG- 97	1500	4	23.3	4.4	7.68
			EMG- 98	600	4	23.2	2.5	7.67
08/07/2002			EMG- 99	180	4	25.5	2.3	7.75
			EMG- 100	80	4	26.6	4.4	7.97
			EMG- 101	40	4	25.0	6.4	8.07
12	21° 13' 27''	96° 49' 26''	EMG-102	500	4	24.5	3.2	7.84
			EMG-103	120	4	27.9	2.8	7.85
09/07/2002			EMG-104	60	4	25.5	4.2	7.99
			EMG-105	25	4	26.8	4.2	8.09

(*Continúa*)



Tabla 1. Posición geográfica, niveles de profundidad y parámetros determinados para cada nivel de profundidad en la columna de agua en las localidades de: (a) la planicie abisal, (b) el talud continental y (c) el Cañón de Campeche en el suroeste del Golfo de México.  
Nd = no determinado (*continúa*)

c

Localidad/fecha	Latitud N	Longitud W	Filtro	Profundidad (m)	T <sup>o</sup> C	Salinidad	Volumen filtrado (L)	COP (mg)	Oxígeno disuelto (mg l <sup>-1</sup> )	pH a 25 <sup>a</sup> C
26 15/06/2002	20°52'28''	92°37'30''	EMG- 2	1000	5.14	34.81	4	30.5	10.9	8.03
			EMG-1	90	21.01	36.40	4	31.4	9.77	8.24
			EMG- 3	50	23.65	36.27	4	30.8	12.96	8.38
			EMG- 4	28	28.05	36.46	4	32.2	12.69	8.37
			EMG- 6	10	28.83	36.48	4	29.5	11.82	8.38
29 16/06/2002	20°52'30''	93°00'11''	EMG- 7	1000	5.15	34.82	4	31.2	10.93	8.06
			EMG- 8	190	15.65	35.89	4	30.0	8.12	8.11
			EMG- 9	90	21.56	36.36	4	30.6	9.99	8.25
			EMG- 10	30	28.52	36.56	4	31.1	12.55	8.34
			EMG- 11	10	29.31	36.65	4	28.4	11.79	8.34
36 16/06/2002	20°44'59''	92°52'38''	EMG- 12	1000	5.21	34.81	4	29.8	10.85	7.87
			EMG- 13	180	15.88	35.96	4	30.1	7.8	8.04
			EMG- 14	80	21.67	36.35	4	30.8	11.7	8.27
			EMG- 15	30	28.25	36.50	4	31.3	12.37	8.32
			EMG- 16	10	29.20	36.61	4	33.1	12	8.34
38 16/06/2002	20°45'01''	92°37'31''	EMG- 17	1000	5.22	34.81	4	31.6	10.64	7.76
			EMG- 18	100	16.25	36.01	4	31.5	9.31	8.12
			EMG- 19	70	21.21	36.41	4	33.0	10.48	8.26
			EMG- 20	30	27.76	36.26	4	32.0	11.8	8.32
			EMG- 21	10	28.97	36.50	4	32.9	11.77	8.36
43 17/06/2002	20°45'10''	93°14'35''	EMG-22	1000	5.25	34.81	4	30.4	10.67	7.94
			EMG-23	150	17.57	36.17	4	30.7	7.78	8.07
			EMG-24	70	21.90	36.28	4	31.9	11.48	8.29
			EMG-25	30	28.34	36.59	4	30.0	12.25	8.34

(Continúa)

Tabla 1. Posición geográfica, niveles de profundidad y parámetros determinados para cada nivel de profundidad en la columna de agua en las localidades de: (a) la planicie abisal, (b) el talud continental y (c) el Cañón de Campeche en el suroeste del Golfo de México.  
Nd = no determinado (*continúa*)

Localidad/fecha	Latitud N	Longitud W	Filtro	Profundidad (m)	T <sup>o</sup> C	Salinidad	Volumen filtrado (L)	COP (mg)	Oxígeno disuelto (mg l <sup>-1</sup> )	pH a 25 <sup>a</sup> C
44 17/06/2002	20°37'49''	92°44'27''	EMG-26	10	29.17	36.54	4	28.2	11.65	8.36
			EMG- 27	1000	5.20	34.81	4	30.2	9.9	7.98
			EMG- 28	210	15.59	35.93	4	30.8	7.66	8.04
			EMG- 29	80	21.45	36.38	4	31.5	8.68	8.24
			EMG- 30	25	28.21	36.29	4	31.6	9.93	8.32
			EMG- 31	10	29.40	36.51	4	30.6	9.99	8.32
55 18/06/2002	20°29'55''	92°37'34''	EMG- 32	1000	5.10	34.82	4	32.1	6.89	8.08
			EMG- 33	150	17.72	36.21	4	29.5	7.62	8.2
			EMG- 34	80	21.34	36.39	4	31.6	7.9	8.28
			EMG- 35	30	27.97	36.50	4	12.3	10.81	8.35
			EMG- 36	10	29.50	36.37	4	34.1	11.17	8.38

#### PROCESADO Y ANÁLISIS DE ISÓTOPOS ESTABLES DE LAS MUESTRAS

Los filtros se acidificaron con vapores de HCl 1N, dentro de un desecador por 48 horas, para eliminar el carbono inorgánico. Posteriormente se secaron en una estufa a 60 °C donde permanecieron durante 24 horas hasta alcanzar un peso constante. La determinación del peso correspondiente al COP permitió usar una cuarta parte de filtro con muestra para el análisis de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ , la cual se encapsuló en estaño y se analizó en un analizador elemental NA 2500 acoplado a un espectrómetro de masas de isótopos estables Finnigan Delta plus XL en el Laboratorio de Espectrometría de Masas de Isótopos Estables del Instituto de Geología, de la UNAM.

El patrón de referencia que se utilizó para el  $\text{CO}_2$  fue NBS-19, referido a la calcita fósil de la formación Pee Dee Belemnita ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ ) (Craig 1953). Los resultados se expresaron como:

$$\delta^{13}\text{C} = \left[ \left( \frac{{}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}}{\text{muestra}} \right) / \left( \frac{{}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}}{\text{patrón}} \right) - 1 \right] 1000$$

que es la notación científica para calcular la abundancia relativa de carbono trece con respecto a un patrón.

### FOTOGRAFÍAS DE MEB

Un fragmento de filtro de 2.5 mm<sup>2</sup> se analizó con el objeto de describir los componentes principales de las partículas, revisando todo el fragmento en campos de 100 µm en un MEB JEOL modelo JSM-5419LV, tomando fotografías para ejemplificar los componentes dominantes retenidos en cada filtro. Las fotografías se obtuvieron en el Laboratorio de Microscopía Electrónica del Instituto de Fisiología Celular de la UNAM siguiendo la técnica descrita por Sánchez (1997). La identificación de las microalgas, dinoflagelados y colitofóridos se realizó de manera comparativa con base en las descripciones e imágenes registradas por Winter y Siesser (1994), Tomas *et al.* (1996) y Himdal (1997) para el Golfo de México.

### PRUEBAS ESTADÍSTICAS

Los valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  en COP se agruparon primero por zonas (planicie abisal, talud continental y Cañón de Campeche) y por estratos en la columna por zona, obteniendo las características descriptivas, así como el análisis de varianza (ANOVA) por zona y por estrato.

## RESULTADOS DE ISÓTOPOS ESTABLES

### DESCRIPCIÓN GENERAL

Los valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  en COP para las tres zonas variaron de -25.39 a -20.95‰, con un promedio de  $-22.9 \pm 0.9\%$ . En general, la distribución de los valores fue heterogénea a excepción de la zona del talud continental (fig. 1). Los valores de la región del Cañón de Campeche fueron más negativos, sobre todo en las localidades alejadas de la costa (-24.30 a -21.91‰).

#### *Planicie abisal*

Los resultados de abundancias isotópicas, agrupados por localidad en la zona de la planicie abisal, muestran promedios de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  entre -23.42 y -22.31‰. El valor más empobrecido (-25.39‰) se ubicó en la localidad 7, cercana al ta-

lud, mientras que el valor más enriquecido ( $-20.95\text{‰}$ ) se ubicó en la localidad 1, que fue la más alejada de la costa. Los valores por localidad para la planicie abisal fueron similares entre sí con variaciones de los valores medios a lo largo del transecto (figs. 1, 2). Los datos por profundidad en la columna de agua en

Figura 1. Distribución geográfica de los valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  en los seis niveles de profundidad. Los valores se muestran en cinco intervalos en el recuadro inferior. (i) capa de mezcla, (ii) techo de termoclina, (iii) máximo de clorofila *a*, (iv) piso de la termoclina, (v) debajo de la termoclina y (vi) agua de fondo

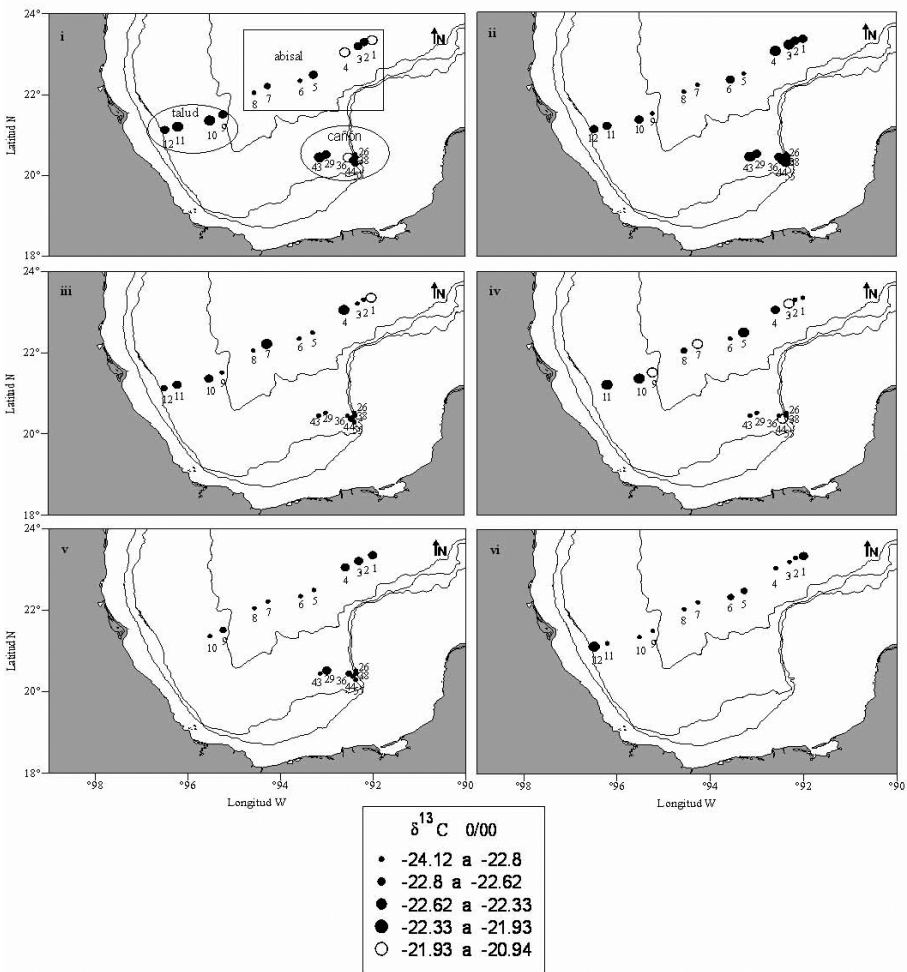
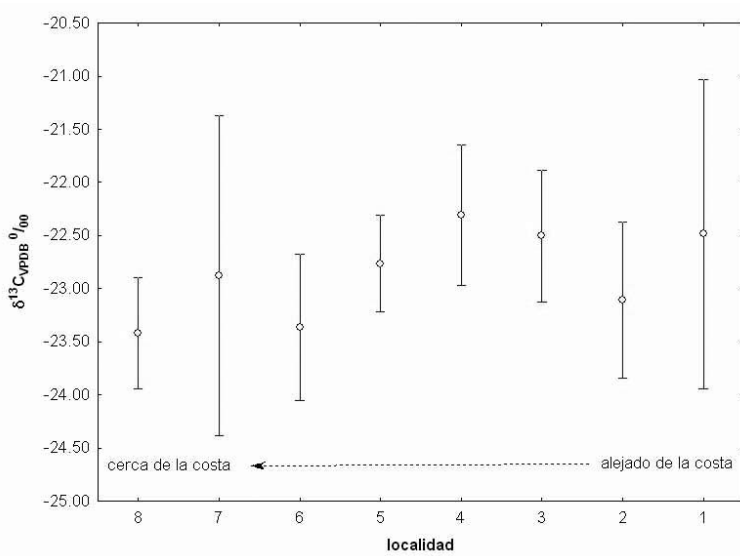


Figura 2. Variación de la composición de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  en COP de la columna de agua, en valores agrupados por localidad en la zona abisal.  $N=48$ ,  $F(7, 35) = 1.67$ ,  $p = 0.14$ , intervalo de confianza de 0.95

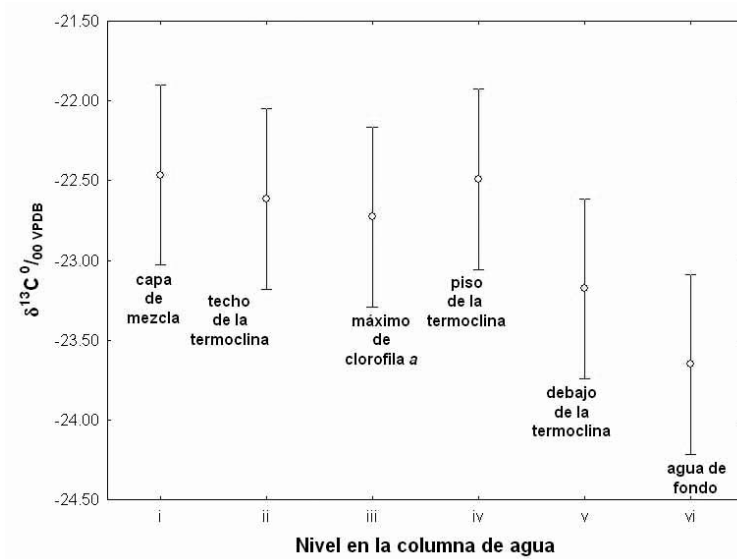


las localidades de la planicie abisal revelaron una dispersión mayor en la capa de mezcla ( $-23.66$  a  $-20.95\text{‰}$ ) donde estuvieron más enriquecidos, y en el agua de fondo ( $-25.39$  a  $-22.70\text{‰}$ ) con una amplitud media de los valores  $1.19\text{‰}$ , siendo éstos más negativos hacia el fondo y mostrando diferencias significativas (ANOVA,  $p = 0.03$ ; fig. 3).

#### *Talud continental*

Los datos de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  en COP mostraron un promedio de  $-22.67 \pm 0.55\text{‰}$ . El valor más empobrecido ( $-24.11\text{‰}$ ) se ubicó en la localidad 10. De los resultados se aprecia un empobrecimiento de  $0.93\text{‰}$  de la costa (localidad 12) con respecto a la zona oceánica (localidad 9). Los valores, en promedio, tienden a ser menores en las localidades cercanas a la costa (fig. 1). En promedio el COP en el agua de fondo estuvo empobrecido en  $1\text{‰}$ , con respecto a los niveles más someros y mostró diferencias significativas ( $p = 0.02$ ) con respecto al agua de fondo (fig. 4). Los valores menos negativos se reconocieron en la capa de mezcla incrementando hacia el máximo de *Chl a* y nuevamente del agua del

Figura 3. Variación de la composición del  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  en COP de columna de agua, en valores agrupados por nivel de profundidad en la columna de agua en la zona abisal.  $n = 48$ ,  $F(5,35)=2.82$ ,  $p = 0.03$ , intervalo de confianza de 0.95



piso de termoclina al agua de fondo (fig. 4). Los valores menos negativos se reconocieron en la capa de mezcla incrementando hacia el máximo de clorofila a y nuevamente del agua del piso de termoclina al agua de fondo.

### *Cañón de Campeche*

Los valores más bajos de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  se localizaron colindando con el Escarpe de Campeche (fig.1). Las localidades 44 y 55, ubicadas hacia el sur del cañón y cercanas a la plataforma continental del Golfo de Campeche, presentaron valores enriquecidos con diferencias significativas ( $p = 0.01$ ). Los valores  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  del máximo de Chl *a* fueron pobres ( $-24.32\%$ ) con respecto a los del piso de la termoclina ( $-21.93\%$ ). Los valores de la superficie (la capa de mezcla y el techo de la termoclina) son enriquecidos y similares entre sí y muestran diferencias significativas ( $p = 0.01$ ) con respecto al máximo de Chl *a* (figs. 1, 5). A partir del máximo de Chl *a* se aprecia un enriquecimiento hacia las capas de mayor profundidad, el piso de la termoclina y debajo de la termoclina con medias de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -23.70$ ,  $-23.30$  y  $-23.06\%$ , respectivamente (fig. 5).

Figura 4. Variación de la composición del  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  en COP de columna de agua, en valores agrupados por nivel de profundidad en la columna de agua en la zona de talud continental.

$n = 21$ ,  $F(5, 12) = 4.08$ ,  $p = 0.021$ , intervalo de confianza de 0.95

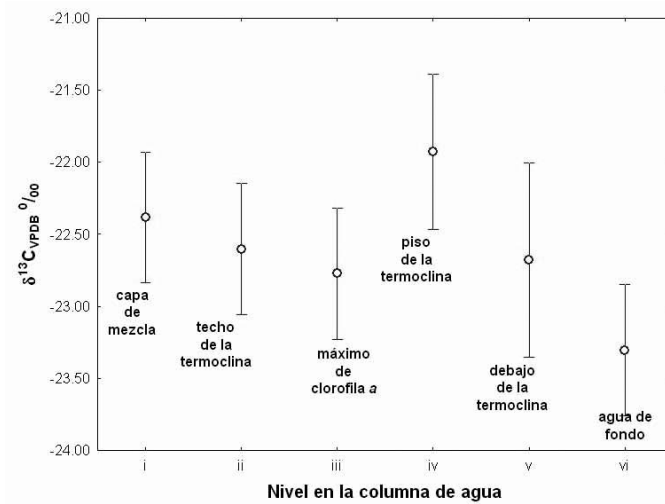
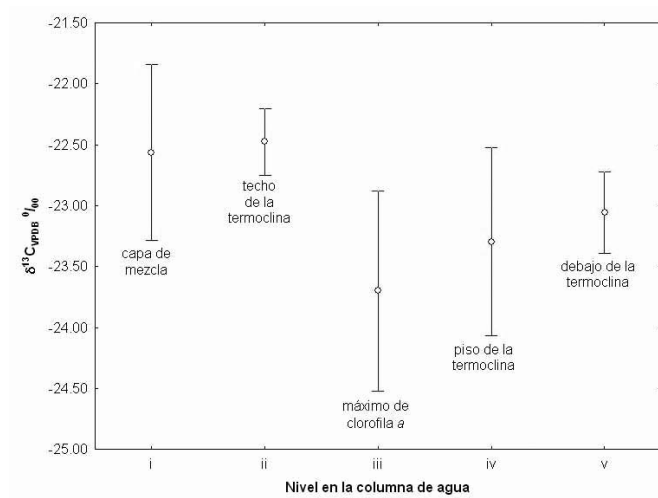


Figura 5. Variación de la composición del  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  en COP de columna de agua, en valores agrupados por nivel de profundidad en la columna de agua en la zona de Cañón de Campeche.  $n = 35$ ,  $F(6, 30) = 3.63$ ,  $p = 0.01$ , intervalo de confianza de 0.95



## RESULTADOS DE FOTOGRAFÍAS DE MEB

Las partículas mostraron una menor variedad de formas en la planicie abisal y en el talud continental (tabla 2). La zona del Cañón de Campeche presentó una amplia variedad de diatomeas tanto céntricas como penadas. Las diatomeas difieren entre las zonas de talud continental y el Cañón de Campeche donde variaron también de una localidad a otra. Las partículas amorfas y agregados con tallas que oscilan entre 2  $\mu\text{m}$  y 50  $\mu\text{m}$  (“nieve marina”) se observaron en un número elevado de los filtros de muestras de la planicie abisal y del talud continental (tabla 2).

### *Planicie abisal*

La zona de planicie abisal se caracterizó por la presencia de cocolitofóridos en casi todas las capas, desde la capa de mezcla hasta el nivel de piso de termoclina. En el nivel de máximo de Chl *a* se identificaron diatomeas y dinoflagelados (tabla 2).

### *Talud continental*

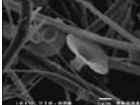
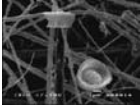
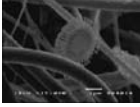
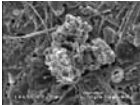
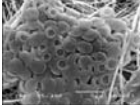
En la zona del talud continental se reconoció una mezcla de géneros diferentes de dinoflagelados, de diatomeas penadas y céntricas con tallas entre 20  $\mu\text{m}$  y 50  $\mu\text{m}$ . En el nivel del máximo de Chl *a* se presentaron diatomeas céntricas de 15  $\mu\text{m}$ , entre las cuales destacan los géneros *Thalassiosira* y *Chaetoceros*. En el nivel de agua de fondo sólo se reconocieron fragmentos de diatomeas penadas de 45  $\mu\text{m}$  (tabla 2).

### *Cañón de Campeche*

La composición del COP mostró diferencias en tres localidades. La localidad 29, más alejada de la costa, se caracterizó por diatomeas de los géneros *Nitzschia*, de 15  $\mu\text{m}$ , y *Thalassiosira*, de 20  $\mu\text{m}$ . En el nivel del máximo de Chl *a* se reconocieron diversos géneros de diatomeas y dinoflagelados de 10  $\mu\text{m}$  a 25  $\mu\text{m}$ . Por debajo de la termoclina y hasta el agua de fondo sólo se reconoció la presencia de la diatomea *Nitzschia*, de entre 15  $\mu\text{m}$  y 20  $\mu\text{m}$  en las muestras. La localidad 38, cercana al Escarpe de Campeche mostró mayor proporción de dinoflagelados del género *Oxytoxum* y diatomeas céntricas de hasta 60  $\mu\text{m}$  de diámetro. En el nivel del máximo de Chl *a* predominaron las diatomeas del


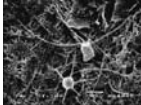
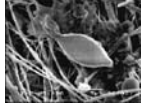
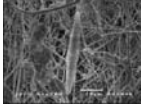
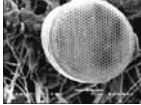
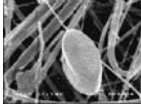
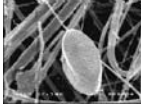


Tabla 2. Componentes del COP reconocidos en fragmentos de filtros. Las X representan la frecuencia en que se encontró cada especie. i) capa de mezcla, ii) techo de termoclina, iii) máximo de clorofila *a*, iv) piso de termoclina, v) debajo de la termoclina y vi) agua de fondo. X = poco frecuente, XX = medianamente frecuente, XXX = muy frecuente

Componentes de COP	Planicie abisal						Talud continental					Cañon de Campeche							
	Nivel	i	ii	iii	iv	v	vi	i	ii	iii	iv	v	vi	i	ii	iii	iv	v	vi
1. Cocolitos																			
							X												
<i>Umbellosphaera paasche</i> 1955																			
		X					X												
<i>Emiliana lohman</i>																			
							X												
							X												
		X	X																
<i>Syracosphaera Lohmann</i> 1902																			


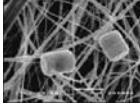

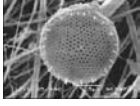
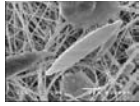
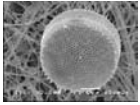

(Continúa)

Tabla 2. Componentes del COP reconocidos en fragmentos de filtros. Las X representan la frecuencia en que se encontró cada especie. i) capa de mezcla, ii) techo de termoclina, iii) máximo de clorofila *a*, iv) piso de termoclina, v) debajo de la termoclina y vi) agua de fondo. X = poco frecuente, XX = medianamente frecuente, XXX = muy frecuente

Componentes de COP	Planicie abisal						Talud continental						Cañon de Campeche							
	Nivel	i	ii	iii	iv	v	vi	i	ii	iii	iv	v	vi	i	ii	iii	iv	v	vi	
2. Diatomeas																				
 <i>Chaetoceros pseudocurvicetus</i> Mangin								X	X	X	X									X
 <i>Bacteriastrum</i> Shadbolt 1854								X	X	X										
 <i>Nitzschia</i> Hasle				X										X	X	X	X	X		
 <i>Nitzschia</i> Hasle				X																X
 <i>Haslea gigantea</i> Hustedt				X						X										
 <i>Thalassiosira</i> sp. Cleve																				
 <i>Nitzschia bicapitata</i> Cleve																				X

(Continúa)

Tabla 2. Componentes del COP reconocidos en fragmentos de filtros. Las X representan la frecuencia en que se encontró cada especie. i) capa de mezcla, ii) techo de termoclina, iii) máximo de clorofila *a*, iv) piso de termoclina, v) debajo de la termoclina y vi) agua de fondo. X = poco frecuente, XX = medianamente frecuente, XXX = muy frecuente (*continúa*)

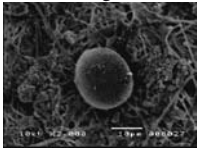
Componentes de COP	Planicie abisal						Talud continental					Cañon de Campeche							
	Nivel	i	ii	iii	iv	v	vi	i	ii	iii	iv	v	vi	i	ii	iii	iv	v	vi
2. Diatomeas																			
 <i>Diploneis bombus</i>														X					X
 <i>Diploneis bombus</i>																			X
 <i>Lauderia annulata</i> Cleve										X									X
 <i>Thalassiosira</i> sp. Cleve 1973														X	X	X	X	X	X
 <i>Thalassiosira</i> sp. Cleve 1973																			X
 <i>Pseudo-nitzschia</i> sp. Hasle														X	X	X	X	X	X
 <i>Thalassiosira</i> Cleve 1973																			X

(Continúa)

Tabla 2. Componentes del COP reconocidos en fragmentos de filtros. Las X representan la frecuencia en que se encontró cada especie. i) capa de mezcla, ii) techo de termoclina, iii) máximo de clorofila a, iv) piso de termoclina, v) debajo de la termoclina y vi) agua de fondo. X = poco frecuente, XX = medianamente frecuente, XXX = muy frecuente (*continúa*)

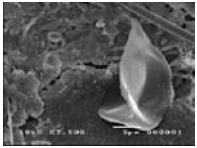
Componentes de COP	Planicie abisal						Talud continental						Cañon de Campeche					
	Nivel	i	ii	iii	iv	v	vi	i	ii	iii	iv	v	vi	i	ii	iii	iv	v

3. Dinoflagelados

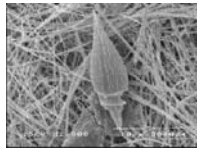


X X

*Prorocentrum minimum* (Pavillard) Schiller 1933



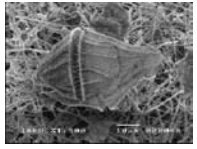
X X



X

X

*Oxytoxum* sp. Stein 1883



X

X X  
X

*Gonyaulax* sp. Diesing 1866

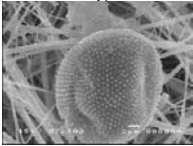
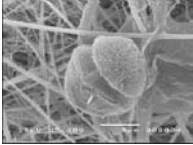

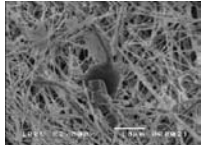
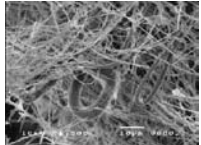


X

*Ceratium furca* (Ehrenberg) Claparède & Lachmann


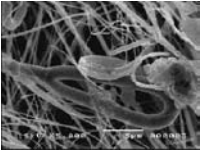
(*Continúa*)

Tabla 2. Componentes del COP reconocidos en fragmentos de filtros. Las X representan la frecuencia en que se encontró cada especie. i) capa de mezcla, ii) techo de termoclina, iii) máximo de clorofila *a*, iv) piso de termoclina, v) debajo de la termoclina y vi) agua de fondo. X = poco frecuente, XX = medianamente frecuente, XXX = muy frecuente (*continúa*)

Componentes de COP	Planicie abisal						Talud Continental						Cañon de Campeche						
	Nivel	i	ii	iii	iv	v	vi	i	ii	iii	iv	v	vi	i	ii	iii	iv	v	vi
<b>3. Dinoflagelados</b>																			
																X	X		
Quistes																	X	X	
																X	X		
Quistes																X	X		
																X	X		
Quistes																X	X		
<b>4. material amorfo y otras estructuras</b>																			
							X						X						X
							X						X						

(Continúa)

Tabla 2. Componentes del COP reconocidos en fragmentos de filtros. Las X representan la frecuencia en que se encontró cada especie. i) capa de mezcla, ii) techo de termoclina, iii) máximo de clorofila *a*, iv) piso de termoclina, v) debajo de la termoclina y vi) agua de fondo. X = poco frecuente, XX = medianamente frecuente, XXX = muy frecuente (*continúa*)

Componentes de COP	Planicie abisal						Talud Continental						Cañon de Campeche							
	Nivel	i	ii	iii	iv	v	vi	i	ii	iii	iv	v	vi	i	ii	iii	iv	v	vi	
4. material amorfo y otras estructuras																				
																			X	
									X	X								X		X

género *Thalassiosira* y algunos quistes de dinoflagelados de 10  $\mu\text{m}$ . En el piso de la termoclina y después de éste y hacia el fondo predominaron las diatomeas del mismo género (*Thalassiosira*) y de 25  $\mu\text{m}$ . La localidad 44, cercana a la plataforma continental presentó predominantemente dinoflagelados en la superficie y diatomeas céntricas de tres géneros, *Nitzschia*, *Thalassiosira* y *Coscinodiscus*, en los niveles de máximo de Chl *a* y hasta el agua de fondo (tabla 2).

## DISCUSIÓN

Las zonas de estudio se ubican dentro de la región tropical, en la cual se presentan temperaturas superficiales de 30 a 24°C que favorecen la formación de la termoclina permanente en la columna de agua a lo largo de todo el año. La termoclina impone barreras físicas y gradientes de densidad más marcados. Por lo anterior se esperaría que las partículas orgánicas permanecieran mayor tiempo en la superficie del océano. El COP del fondo de la columna tuvo valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} -25\text{‰}$  que se interpretaron por recolonización y re-

mineralización después de un tiempo de permanencia mayor en la columna de agua. El mayor tiempo de residencia del COP promueve valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  menos pobres debido a que éste es ingerido y transformado a lo largo de la trama trófica, y es consistente con los modelos predictivos de secuestro de carbono biogénico en circuitos microbianos en la columna de agua de mares tropicales (Legendre y Rasoulzadegan 1996). La resuspensión de sedimento es otro de los factores que influye en la composición isotópica del COP en zonas donde la pendiente es muy pronunciada como en el talud continental y el Cañón de Campeche. Los valores menos negativos ocurren en el fondo de los mares y se atribuyen al rápido depósito de las partículas, a diferencia de los resultados obtenidos en este estudio. En zonas de afloramiento la tasa de hundimiento de COP puede ser de hasta 2000 m en 9 días (Wiebe *et al.* 1976). Las partículas menores a 50  $\mu\text{m}$  se hunden en un promedio de 1.5 m a 5 m en 24 horas (Margalef y Vives 1972, Parsons 1975, Duurma y Dawson 1981, Wakeham y Canuel 1988). En este estudio los valores de COP de los seis niveles de la columna de agua presentan diferencias importantes entre sí. Sin embargo, las partículas amorfas de hasta 200  $\mu\text{m}$  se hunden 50 m  $\text{día}^{-1}$  (Wiebe *et al.* 1976), tiempo suficiente para sufrir alteraciones en su composición de carbono.

La variabilidad en los valores entre localidades se atribuyó a la proporción en la cual ocurren los componentes del COP. Los trabajos publicados por Macko *et al.* (1984), Goerike *et al.* (1994) y Rau *et al.* (1996) han reconocido que el predominio de diferentes especies de fitoplancton influye en los valores isotópicos del COP y del detrito. Las diferencias locales en los valores isotópicos de COP se han atribuido al proceso enzimático de fijación de carbono (Keller y Morel 1999, Cabello-Pasini *et al.* 2001) y a diferencias en la permeabilidad de la membrana que varía de una especie a otra (Dehairs *et al.* 1997).

El valor menos negativo ( $-20.95\%$ ) se registró en la capa de mezcla en la localidad más alejada de la costa, en la cual se reconocieron predominantemente fragmentos de cocolitofóridos. Este valor menos negativo se inserta en el intervalo previamente reconocido para este grupo de  $-22$  a  $-19\%$  por Keller y Morel (1999). Los restos de cocolitofóridos de las especies *Emiliana huxleyi*, *Umbellosphaera sp* y *Syracosphaera sp* fueron los más representativos de muestras de agua de fondo en la planicie abisal.

Las localidades del talud continental registraron valores con intervalos menos amplios en el gradiente de profundidad (fig. 1), lo cual se relacionó con el menor tiempo de permanencia de las partículas en la columna de agua (Rau *et al.* 1992). El intervalo de valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  para esta zona muestra un

empobrecimiento de 1.4‰ hacia el fondo, que se vincula a la posible resuspensión de sedimentos o también con un eficiente mecanismo de sedimentación a través de agregados (Deuser *et al.* 1981).

Las fotografías revelaron que las diatomeas de los géneros *Bacteriastrium* y *Chaetoceros* dominaron en la capa de mezcla y al inicio de la termoclina. Las muestras del máximo de Chl *a* presentaron diatomeas del género *Thalassiosira*. Estas fijan el CO<sub>2</sub> en forma diferente a otras especies y, como consecuencia, tienen valores isotópicos diferentes (Reinfelder *et al.* 2000). Por debajo del máximo de Chl *a* sólo se reconocieron restos de diatomeas penadas del género *Chaetoceros* cuya procedencia es la plataforma continental (Tomas *et al.* 1996). Las diferencias entre niveles en la columna de agua se apoyan en las imágenes de MEB. La presencia de la termoclina permanente (fig. 1), favorece el empobrecimiento del COP en las muestras de fondo.

La presencia de giros, los cambios abruptos en la batimetría y el cambio de topografía que concurren al noreste del Golfo de México, promueven afloramientos con predominio de una especie que puede influir en los valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  (Cabello-Pasini *et al.* 2001, Reinfelder *et al.* 2000) a partir de las estrategias empleadas por las especies en la fijación de carbono (Benthien *et al.* 2002).

Este estudio, por su naturaleza, permitió hacer una primera aproximación en la caracterización isotópica estable de partículas orgánicas y proponer hipótesis que explican la variabilidad espacial y batimétrica de los valores. El estudio contribuye a reconocer el origen fotoautotrófico de las partículas en muestras de agua de fondo, reconociendo que existe exportación de carbono biogénico. Los resultados reconocen una variabilidad de los valores isotópicos a lo largo de la columna de agua, determinada por el tiempo de residencia. Los valores permiten interpretar la heterogeneidad regional, así como una composición diferente de las partículas por condiciones hidrodinámicas que separan claramente el cañón del talud y de la planicie abisal en el Golfo de México.

## BIBLIOGRAFÍA

- Antoine J. 1972. Structure of the Gulf of Mexico. En: Rezak R, Henry V (eds.), *Contributions on the Geological and Geophysical Oceanography of the Gulf of Mexico*. Gulf Publishing Company, Houston, Pp. 1–34.
- Benthien A, Andersen N, Schulte S, Müller PJ, Schneider RR, Wefer G. 2002. Carbon isotopic composition of the C37:2 alkenone in core top sediments of the South



- Atlantic Ocean: effects of CO<sub>2</sub> and nutrient concentrations. *Global Biogeochem. Cycles* 16: 1–12.
- Boyd P, Sherry N, Berges J, Bishop J, Calvert S, Charette M, Giovannoni S, Goldbatt R, Harrison P, Moran S, Roy S, Soon M, Strom S, Thibault D, Vergin K, Whitney F, Wong C. 1999. Transformation of biogenic particulates from the pelagic to the deep ocean realm. *Deep Sea Res. II* 46: 2761–2792.
- Cabello-Pasini A, Swift H, Smith GJ, Alberte RS. 2001. Phosphoenolpyruvate carboxykinase from the marine diatom *Skeletonema costatum* and the phaeophyte *Laminaria setchellii* II. Immunological characterization and subcellular localization. *Bot. Mar.* 44: 199–207.
- Czerna Z. 1984. Margen continental de colisión en la parte sur occidental del Golfo de México. *Rev. Inst. Geol.* 5: 255–261.
- de Bovée F, Guidi LD, Soyer J. 1990. Quantitative distribution of deep-sea meiobenthos in the northwestern Mediterranean (Gulf of Lions). *Cont. Shelf. Res.* 10: 1123–1145.
- Dehairs F, Kopczynska E, Nielsen P, Lancelot C, Batiker D, Koeve W, Goeyens L. 1997. δ<sup>13</sup>C of Southern Ocean suspended organic matter during spring and early summer: regional and temporal variability. *Deep Sea Res. II* 44: 129–142.
- Deuser WG, Ross EH, Anderson RF. 1981. Seasonality in the supply of sediment to the deep Sargasso Sea and implications for the rapid transfer of matter to the deep ocean. *Deep Sea Res.* 28 A(5): 495–505.
- Duursma E, Dawson R. 1981. *Marine organic chemistry: evolution, composition, interactions and chemistry of matter in seawater*. Elsevier Sci. Publ., New York. Pp 31–86.
- Eltringham S.K. 1991. *Life in mud and sand*. The English Universities Press, Ltd. London. 218 pp.
- Escobar E, Soto L. 1997. Continental shelf benthic biomass in the western Gulf of Mexico. *Cont. Shelf Res.* 17: 585–604.
- Fenchel T. 2001. Marine Bugs and Carbon Flow. *Science* 292: 2444–2445.
- Goericke R, Montoya JP, Fry B. 1994. Physiology of isotopic fractionation in algae and cyanobacteria. En: Lajtha K, Michener RH (eds.), *Stable isotopes in ecology and environmental science*, Oxford. Pp. 187–221.
- Gordon D, Sutcliffe W. 1974. Filtration of seawater using silver filters for particulate nitrogen and carbon analysis. *Limnol. Ocean.* 19: 989–993.
- Grasshoff K, Kremling K, Ehrhardt M. 1999. *Methods of seawater analysis*. New York, 419 pp.
- Gundersen K. 1997. Determination of particulate organic carbon and nitrogen. En: *Bermuda Atlantic Time-Series Study, Bermuda Biological for Research, INC*. Pp 95–97.

- Himdal BR. 1997. Modern coccolithophorids. En: Thomas CR (eds.), *Identifying marine Phytoplankton*, Academic Press, Pp 731–831.
- Jeffrey AWA, Pflaum RC, Brooks JM, Sackett WM. 1983. Vertical trends in particulate organic carbon  $^{13}\text{C}:^{12}\text{C}$  ratios in the upper water column. *Deep-Sea Res.* 30: 971–983.
- Keller K, Morel FM. 1999. A model of carbon isotopic fractionation and active carbon uptake in phytoplankton. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 182: 295–298.
- Kennedy H, Robertson J. 1995. Variations in the isotopic composition of particulate organic carbon in surface waters along an 88 W transect from 67 S to 54 S. *Deep Sea Res. II* 42: 1109–1122.
- Kolber ZS, Plumley FG, Lang AS, Beatty JT, Blankenship RE, van Dover CL, Vetrican C, Koblizek M, Rathgeber Ch, Falkowsti PC. 2001. Contribution of aerobic photoheterotrophic bacteria to the carbon cycle in the ocean. *Science* 292: 2492–2495.
- Legendre L, Rasoulzadegan F. 1996. Food-web mediated export of biogenic carbon in oceans: hydrodynamic control. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 145: 179–193.
- Longhurst A, Pauly. 1987. *Ecology of tropical oceans*. Academic Press. San Diego, California. 407 pp.
- Macko SA, Entzeroth L, Parker PL. 1984. Regional differences in nitrogen and carbon isotopes on the Continental Shelf of the Gulf of Mexico. *Naturwissenschaften* 71: S 374.
- Margalef R, Vives F. 1972 La vida suspendida en el agua. En: Ginés H, Margalef R (eds.), *Ecología Marina*. Fundación La Salle. Caracas, *Monografía* 14: 493–562.
- Nowlin WD. 1972. Winter circulation and property distribution, En: Capurro, LR y Reid J (eds.), *Contributions on the Physical Oceanography of the Gulf of Mexico*. Gulf Publications Company. Houston. Pp. 3–51.
- Parsons T. 1975. Particulate organic carbon in the sea. En: Riley JP, Skitown G (eds.), *Chemical Oceanography*, Academic Press, London. Pp165–183.
- Parsons T, Takahashi M, Hargrave B. 1995. *Biological Oceanographic processes*. Butterworth Heinemann, Great Britain. 330 pp.
- Rau G, Sullivan C, Gordon L. 1991.  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$  variations in Weddell Sea particulate organic matter. *Mar. Chem.* 35: 355–369.
- Rau GH, Takahashi T, Marais DJ, Repeta DJ, Martin J. 1992. The relationship between organic matter  $\delta^{13}\text{C}$  and  $[\text{CO}_2(\text{aq})]$  in ocean surface water: data from a JGOFS site in Northeast Atlantic Ocean and a Model. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56: 1413–1419.
- Rau GH, Riebesell U, Wolf-Gladrow D. 1996. A model of photosynthetic  $^{13}\text{C}$  fractionation by marine phytoplankton based on diffusive molecular  $\text{CO}_2$  uptake. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 133: 275–285.

- Reinfelder JR, Kraepiel AM, Morel FMM. 2000. Unicellular C4 photosynthesis in a marine diatom. *Nature* 407: 996–999.
- Rullkötter J. 2000. Organic matter: the driving force for early diagenesis. En: Schulz HD, Zabel M (eds.), *Marine Geochemistry*, Berlin. Pp 129–172.
- Sackett WM, Thompson RR. 1983. Isotopic organic carbon composition of recent continental derived clastic sediments of eastern gulf coast, Gulf of Mexico. *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.* 47: 525–531.
- Salas-de-León DA, Monreal-Gómez MA, Signoret M, Aldeco J. 2004. Anticyclonic-cyclonic eddies and their impact on near-surface chlorophyll stocks and oxygen supersaturation over the Campeche Canyon, Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.* 109: C05012, 1–10.
- Sánchez ME. 1997. Preparación de muestras para la observación al MEB. En: Primer curso de microscopía electrónica aplicado a las ciencias agrícolas que se llevó a cabo del 8 al 10 de septiembre de 1997. Organizado por la especialidad de botánica del Instituto de Recursos Naturales, la Unidad de Microscopía Electrónica del Colegio de Posgraduados y la Asociación Mexicana de Microscopía A.C., Colegio de Posgraduados, Texcoco, México. 60 pp.
- Tomas CR, Hasle GR, Syvertsen EE, Steidinger KA, Tangen K. 1996. *Identifying marine diatoms and dinoflagellates*. San Diego, Academic Press. 598 pp.
- Vidal V, Vidal F, Hernández A, Meza E, Zambrano L. 1994. Winter waters mass distribution in the western Gulf of México affected by a colliding anticyclonic ring. *J. Oceanogr.* 50: 559–588.
- Wakeham SG, Canuel EA. 1988. Organic geochemistry of particulate matter in the eastern tropical North Pacific Ocean: Implications for particle dynamics. *J. Mar. Res.* 46: 183–213.
- Weaver P. 1950. Variation in history of continental shelves. *Bull. Am. Assoc. Petr. Geol.* 34: 351–360.
- Wiebe PH, Boyd SH, Winget C. 1976. Particulate matter sinking to the deep-sea floor at 2000m in the Tongue of the Ocean, Bahamas, with a description of a new sedimentation trap. *J. Mar. Res.* 34: 341–354.
- Winter A, Siesser WG. 1994. *Coccolithophores*. Cambridge, University Press. 242 pp.
- Wu J, Calvert SE, Wong CS, Whitney FA. 1999. Carbon and nitrogen isotopic composition of sedimenting particulate material at Station Papa in the northeast Pacific. *Deep Sea Res. II* 46: 2793–2832.

## 6 MICROBIOS HETERÓTROFOS EN EL CICLO DEL CARBONO OCEÁNICO EN EL PACÍFICO MEXICANO

---

*H. Maske, R. Cajal-Medrano  
y A. Jiménez-Mercado*

### INTRODUCCIÓN

El ciclo del carbono orgánico en el océano se caracteriza por ser casi un ciclo cerrado, en la medida en que las tasas de entradas y salidas son extremadamente pequeñas en relación a la producción y destrucción *in situ* del carbono orgánico (fig. 1). La magnitud de los diferentes aportes ya sean terrígenos o atmosféricos son casi insignificantes comparados con la producción de materia orgánica mediante la producción primaria, proceso que se lleva a cabo exclusivamente en la zona fótica, mientras que la destrucción de esta materia orgánica por mineralización ocurre en toda la columna de agua. La transformación del carbono orgánico a inorgánico es un proceso gradual que ocurre en las diferentes capas en las que operacionalmente se ha dividido al océano (fig. 1), fundamentalmente mediada por organismos heterótrofos, entre los cuales las bacterias son los protagonistas principales. Dentro de la capa epipelágica el flujo de carbono biogénico (ver definiciones en la tabla 1) hacia el fondo y el CO<sub>2</sub> disponible para el intercambio con la atmósfera están determinados por la diferencia entre las tasas de formación y mineralización. El vector principal de transporte hacia abajo lo constituyen las partículas grandes que se hunden rápidamente como heces fecales, las células de diatomeas y los agregados de células (fig. 2a, b). Los procesos relevantes para el transporte vertical de carbono cubren un intervalo amplio de escalas de tiempo. La mayor parte de la

Figura 1. Flujos verticales de carbono en el océano. La eficiencia de la transferencia vertical del carbono es baja y la gran mayoría del carbono orgánico se mineraliza antes de llegar al fondo del mar

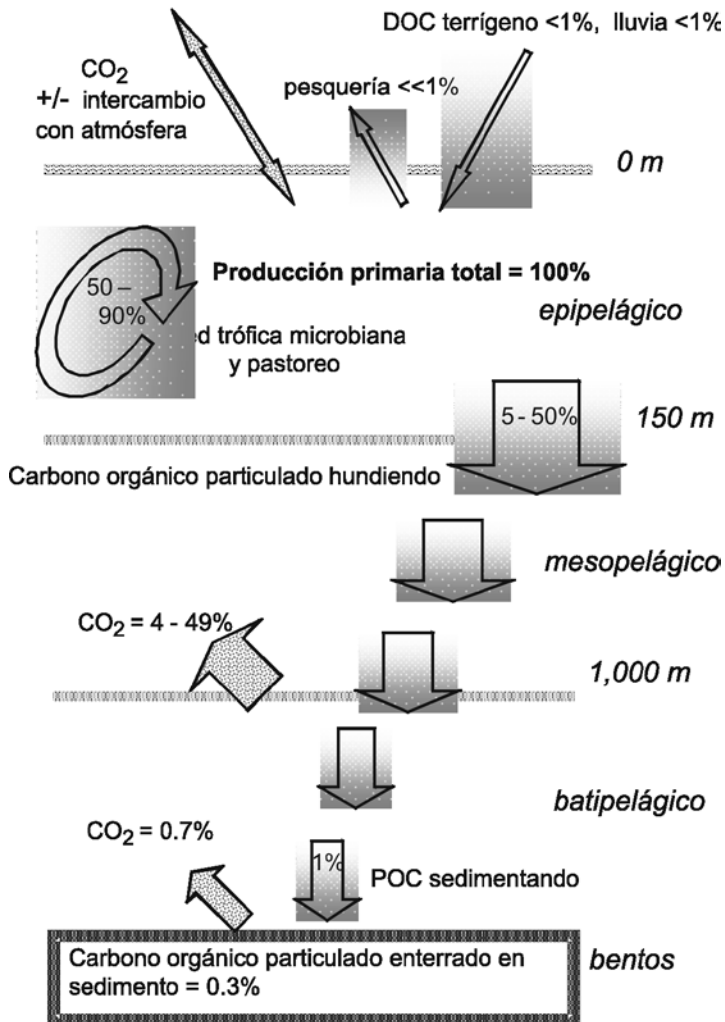
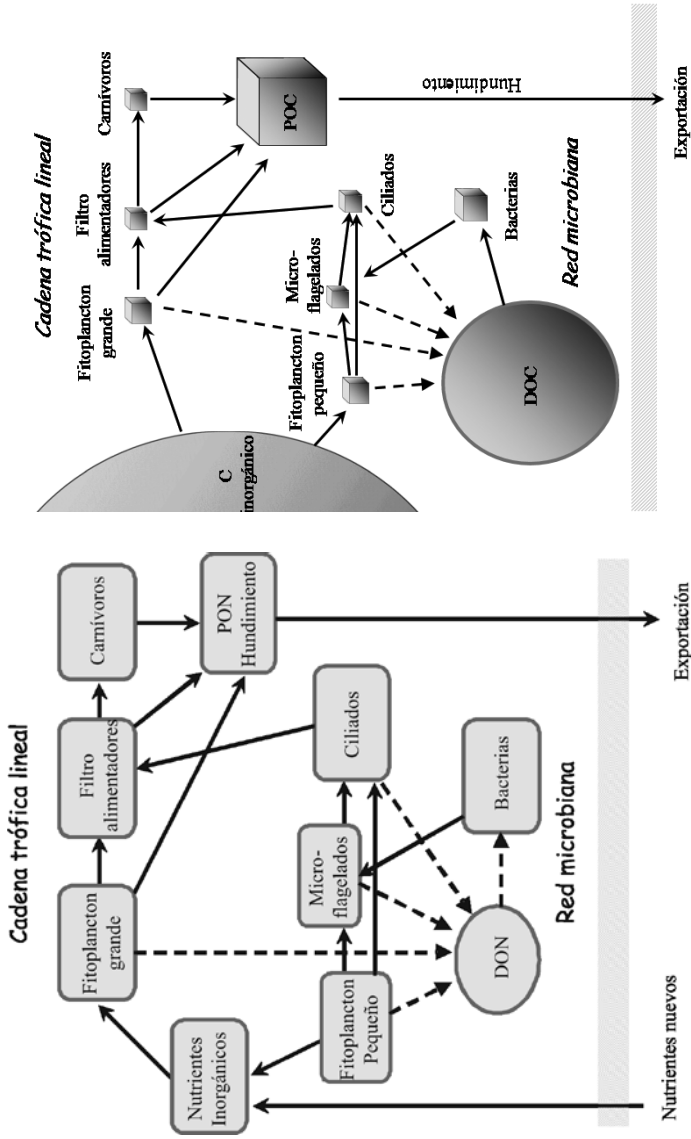


Figura 2. (a) Diagrama de flujo del nitrógeno en el modelo de Laws *et al* (2000) para la zona eufótica oceánica. La figura no muestra los flujos de mineralización, i.e. producción de nitrógeno inorgánico. (b) Diagrama de flujo del carbono en la zona eufótica. La estructura del modelo es similar a (a); sólo se ha cambiado la presentación de las variables de estado para indicar sus concentraciones aproximadas. El tamaño de los símbolos representa un volumen, esfera o cubo, proporcional a la concentración típica en el océano



producción primaria se mineraliza dentro de la capa epipelágica (fig 1) en una escala de días o semanas. La mayoría del POC que sale de la región epipelágica es mineralizado directamente o a través de su conversión a DOC dentro de la capa mesopelágica, liberando en este proceso nutrientes inorgánicos que regresan hacia la superficie en una escala de meses. Por abajo de la capa mesopelágica y en el sedimento continúan los procesos de mineralización en una escala temporal que va desde meses hasta cientos de años. Los agentes más importantes para la mineralización de carbono biogénico son las bacterias heterótrofas y para analizar el ciclo del carbono en el océano es indispensable entender los controles de la actividad fisiológica de las bacterias oceánicas. Algunos de los aspectos de la mineralización que se desconocen son: (a) las diferencias químicas y físicas que definen las fracciones de DOC refractario o lábil; (b) las regiones y condiciones oceanográficas donde el DOC lábil controla la actividad microbiana o donde las bacterias están controlando la concentración de DOC lábil; (c) definir la eficiencia de conversión de DOC en biomasa bacteriana (BCGE, ver tabla 1); y (d) precisar el grado de limitación de actividad bacteriana por los nutrientes inorgánicos.

Los océanos mexicanos (véase tabla 1) incluyen regiones con características muy específicas y regionales, como por ejemplo el mínimo de oxígeno en el Océano Pacífico, que dificultan la aplicación de modelos estándar para la estimación del transporte de carbono en la columna de agua. Es indispensable conocer los mecanismos principales que interactúan en el ciclo de carbono bajo las condiciones regionales. En la figura 2a se presenta la estructura de un modelo genérico para el ciclo del nitrógeno en la zona eufótica oceánica (Laws *et al.* 2000). La cuantificación de las variables de estado basadas en nitrógeno permite incluir procesos de limitación de producción primaria por nitrógeno. El modelo incluye tres variables de estado no vivientes (PON, DON, Ni) y siete variables de estado que representan a los organismos. Estos últimos se pueden separar en dos grupos funcionales de fitoplancton, células grandes que forman parte de una cadena trófica lineal y tienden a producir partículas con hundimiento rápido, y células pequeñas y además la red microbiana que tiende a reciclar el material biogénico en la zona eufótica. En el modelo el DON es mineralizado exclusivamente por bacterias (fig. 2a). Su eficiencia de crecimiento es parametrizada por la razón entre las tasas de incorporación de DON a las bacterias y la mineralización de DON (en la fig. 2a no se muestran las flechas de mineralización incluidas en el modelo). El modelo no incluye muchos procesos que pueden ser importantes en ciertas regiones, por ejemplo la distinción entre DON inerte y refractario, lisis de

bacterias por virus, la incorporación de DON por nanoflagelados, la asimilación de nitrógeno inorgánico por bacterias heterótrofas, bacterias asociadas a grandes partículas o el papel de la luz solar en la transformación de DON refractario en DON biodegradable.

En la figura 2b se presenta la misma estructura del modelo anterior de Laws *et al.* (2000) para el ciclo del carbono. Las variables de estado están presentadas con un tamaño del símbolo tridimensional para que el volumen sea aproximadamente proporcional a la concentración oceánica. La figura 2b subraya la importancia del DOC como fracción dominante del carbono orgánico. Aunque sólo parte del DOC es biodegradable (ver tabla 1), se puede suponer que el DOC tiene un papel clave en la dinámica del carbono en la capa epipelágica. No se conocen las diferencias químicas o físicas que distinguen el DOC refractario o biodegradable, y existe poca información sobre las relaciones cuantitativas entre ambos. La pregunta sobre el control de la actividad bacteriana por el DOC está relacionada con las diferentes fracciones de DOC. Generalmente se supone que las bacterias heterótrofas oceánicas están fuertemente limitadas en su actividad fisiológica por la falta de sustrato orgánico. En la figura 2b no se distingue entre bacterias fisiológicamente activas (generalmente una componente menor) y las bacterias viables pero no cultivables, la mayor componente.

La eficiencia para convertir el DOC en biomasa bacteriana, BCGE (ver tabla 1), ha sido el enfoque de nuestro trabajo durante los últimos años (Cajal-Medrano y Maske 1999, 2005). La limitación para el crecimiento de las bacterias debida al sustrato orgánico natural es difícil de investigar por la gran variedad de moléculas orgánicas disponibles para la asimilación. Generalmente las bacterias pueden utilizar diferentes tipos de sustrato simultáneamente y existen sustratos preferidos como nucleótidos (timidina, adenina, etc), aminoácidos (leucina, valina, etc.), o carbohidratos (glucosa, etc.). La modelación numérica del crecimiento bacteriano con sustrato natural se complica por la cinética de asimilación de cada sustrato y además existen dificultades conceptuales para la modelación de la actividad metabólica de las bacterias y su potencial para usar ciertos tipos de sustratos orgánicos. Por ejemplo, la selección genotípica o inducción de vías metabólicas permiten una cierta flexibilidad metabólica de las bacterias, o el perfil metabólico puede estar controlado por depredación selectiva o lisis viral. Legendre y Rivkin (2002) intentaron distinguir entre condiciones de: (a) limitación de la producción bacteriana por disponibilidad de DOC, (b) limitación por nutrientes inorgánicos o depredación, o (c) control de DOC por actividad



Tabla 1: Definiciones y unidades

	Definición	Unidades
Océanos mexicanos	Las regiones oceanográficas, bajo uso económico exclusivo de México, tienen una superficie aproximada de 1.7 veces la superficie continental mexicana	No aplicable
Capa epipelágica	Capa oceánica superficial entre 0 m y 100 m, la cual incluye a la zona eufótica	m
Capa mesopelágica	Capa disfótica entre 100 m a 1000 m de profundidad por debajo de la picnoclina permanente.	m
Ciclo microbiano	Interacción trófica entre bacterias y nanoflagelados heterotróficos, DOC y POC (cf fig. 2)	No aplicable
Red trófica microbiana	Interacción trófica entre organismos heterótrofos y fotótrofos (<5µm), DOC y detritus (cf fig. 2).	No aplicable
Carbono biogénico	Carbono orgánico producido por los organismos	gC m <sup>-3</sup>
Carbono orgánico disuelto (DOC)	Carbono orgánico que pasa a través de filtros de policarbonato (< 0.2 µm) o filtros de fibra de vidrio (< 0.7µm). Se incluyen los coloides y virus. Concentraciones oceánicas ~ 0.5 a 1.2 gC m <sup>-3</sup>	gC m <sup>-3</sup>
DOC refractario	DOC no accesible para bacterias como sustrato	gC m <sup>-3</sup>
DOC lábil	DOC biodegradable, el DOC no refractario	gC m <sup>-3</sup>
Carbono orgánico particulado (POC)	Carbono orgánico retenidos con filtros de fibra de vidrio, GF/F (> 0.7µm)	gC m <sup>-3</sup>
Chl a	Concentración de clorofila a	g Chl a m <sup>-3</sup>
Cf	Carbono de fitoplancton calculado a partir de la concentración de clorofila a y la relación: 50 g g <sup>-1</sup> Cf Chl a-1 (cf Li et al. 2004)	gC m <sup>-3</sup>

(Continúa)

Tabla 1. Definiciones y unidades (*continúa*)

	Definición	Unidades
C <sub>pp</sub>	Tasa de producción primaria de carbono. Suma de la producción primaria nueva y producción reciclada.	gC m <sup>-3</sup> d <sup>-1</sup>
C <sub>b</sub>	Carbono de bacterias calculado de la concentración bacteriana y la relación: $7.1 \times 10^{-15}$ gC <sub>b</sub> (célula bacteriana <sup>-1</sup> ) (cf Li <i>et al.</i> 2004)	gC m <sup>-3</sup>
C <sub>pb</sub>	Tasa de producción de carbono por bacterias	gC d <sup>-1</sup>
C <sub>inc</sub>	Tasa de incorporación de carbono orgánico por bacterias. $C_{inc} = C_{min} + C_{pb}$	gC d <sup>-1</sup>
C <sub>min</sub>	Tasa de mineralización de carbono por bacterias. Producción de CO <sub>2</sub> , $C_{min} = C_{inc} - C_{pb}$	gC d <sup>-1</sup>
Eficiencia de crecimiento bacteriano (BCGE)	Razón entre el carbono producido por bacterias (C <sub>pb</sub> ) y el carbono orgánico incorporado por bacterias (C <sub>inc</sub> ). $BCGE = C_{pb} C_{inc}^{-1}$	Sin unidades

bacteriana. Con base en datos oceánicos de la concentración de bacterias y DOC, y a diferencia de la mayoría de los estudios, Rivkin y Legendre (2002) concluyeron que probablemente la concentración de DOC está controlada por la actividad bacteriana.

Otra discusión abierta es acerca de la existencia de grandes regiones del océano con comportamiento heterotrófico neto, ya que la razón de las tasas de producción primaria y mineralización en el océano abierto no está en equilibrio. Esto implica necesariamente la existencia de otras fuentes de carbono orgánico, como por ejemplo la contribución de materia orgánica terrestre al mar, que debe ser lo suficientemente grande para que la tasa de mineralización pueda superar a la tasa de producción primaria, si en efecto la zona es heterotrófica neta.

Esta discusión sobre aspectos básicos de la actividad bacteriana muestra la falta de metodología y datos para alimentar satisfactoriamente modelos del ciclo de carbono. Williams (2005) ha argumentado que en las últimas décadas

el esfuerzo de investigación en producción primaria oceánica es mucho mayor que la investigación sobre las vías de mineralización de materia orgánica en el océano, por lo que la interpretación de los balances globales de carbono probablemente es inexacta.

Se presentan dificultades conceptuales para modelar la respuesta fisiológica de una población natural de bacterias de gran diversidad taxonómica. Algunas de las dificultades son: la flexibilidad fisiológica de la mayoría de las cepas bacterianas en el uso de diferentes tipos de sustratos, la inducción de diferentes estados fisiológicos, la presencia simultánea de muchas diferentes cepas en una población y la posibilidad de sintrofia donde una cepa asimila algún tipo de sustrato orgánico excretado por otra cepa. Existe otra manera para definir empíricamente el potencial fisiológico de una población oceánica de bacterias en cultivos donde una población natural ha tenido la posibilidad de ajustar su perfil genotípico y aclimatarse fenotípicamente a ciertas condiciones ambientales como temperatura y concentración y tipo de sustrato orgánico. Esta definición empírica sólo puede funcionar si la población natural utilizada como inóculo está compuesta de suficientes cepas diferentes para representar todo el espectro genotípico necesario para desarrollar el potencial fisiológico. Al respecto se realizó la prueba de este concepto empírico iniciando cultivos con muestras de poblaciones naturales de bacterias tomadas en diferentes tiempos. Nuestros resultados muestran cultivos que responden de manera similar a las condiciones ambientales, lo que sugiere que se puede definir una cinética típica para poblaciones naturales de bacterias oceánicas.

En una evaluación de datos publicados se ha encontrado una relación entre BCGE y el grado de limitación por el sustrato orgánico de acuerdo a un modelo (Cajal y Maske 1999). Posteriormente se ha confirmado el modelo a partir de datos obtenidos en quimiostatos (Cajal y Maske 2005). Recientemente los autores han trabajado sobre la relación entre BCGE y temperatura en cultivos continuos no limitados de sustrato orgánico. Los resultados muestran un aumento de la BCGE con la temperatura (Jiménez-Mercado *et al.* 2007) y es contrario a lo reportado en una revisión de datos oceánicos globales (Rivkin y Legendre 2001). Nuestra interpretación de sus datos oceánicos globales está basada en la hipótesis de que la BCGE es simultáneamente controlada por temperatura y la limitación por el sustrato orgánico. Si se supone que la concentración de DOC biodegradable siempre es limitante y tiene una relación global inversa con la temperatura oceánica, se presenta una relación entre BCGE y temperatura similar a la relación encontrada empíricamente por Rivkin y Legendre (2001).

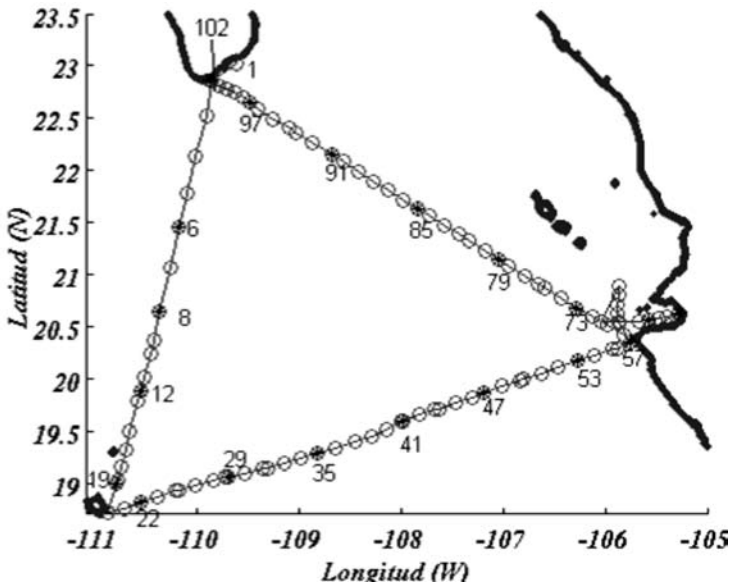
## MÉTODOS

En un crucero oceanográfico (FdU 0502-155, febrero y marzo 2005) con transectos en forma triangular entre Cabo San Lucas, Isla Socorro y Puerto Vallarta (fig. 3), se tomaron datos de la abundancia y producción bacteriana y otras variables oceanográficas.

La concentración de clorofila *a* se determinó por fluorometría (Welschmeyer 1994). Las muestras filtradas por filtros de fibra de vidrio (GF/F, Whatman) se extrajeron con 90% de acetona, utilizando ultrasonido para el rompimiento físico de las células. El fluorómetro (Turner Design A10) fue calibrado con clorofila *a* (Sigma).

La concentración de las bacterias se determinó a partir de muestras de agua de mar recolectada directamente con botellas Niskin acopladas a una roseta oceanográfica. Las muestras se fijaron con formaldehído a una concentración final de 4%, previamente filtrado por 0.2  $\mu\text{m}$ , y se congelaron ( $-20^{\circ}\text{C}$ ) para

Figura 3. Posición geográfica de las estaciones oceanográficas del crucero FU0502-155 en febrero y marzo de 2005



posteriormente trasladarlas al laboratorio y efectuar conteos directos en un microscopio de epifluorescencia, según la técnica de Turley y Huges (1992), usando DAPI ( $2\mu\text{g ml}^{-1}$ ) sobre filtros de policarbonato negro (Whatman) de  $0.2\ \mu\text{m}$  de luz de poro. Se contaron como mínimo 300 células entre 20 y 30 campos al azar (Kirchman 1993) en un microscopio Jena Lumar, bajo excitación azul.

La productividad bacteriana se determinó por medio de incubaciones para determinar la incorporación de  $^3\text{H}$ -leucina a partir de modificaciones a los métodos de Smith y Azam (1992) y Pace et al. (2004). Se trabajaron muestras por triplicado de 1.5 ml incubadas una hora en oscuridad con  $^3\text{H}$ -Leucina (37 MBq/mol) Amersham Pharmacia Biotech TRK 510) con una concentración final de 12.65 nmol a temperatura *in situ*. Las muestras fueron procesadas en el área de estudio y trasladadas para su lectura posterior en un contador de centelleo (Beckman). La producción bacteriana fue estimada de acuerdo con Kirchman (1993) con la ecuación:  $BP = L \times P \times \text{Leu}^{-1} \times (C/\text{proteína}) \times D$ , donde BP es la producción bacteriana ( $\text{gC kg}^{-1} \text{h}^{-1}$ ), L es la tasa de incorporación de leucina ( $\text{moles kg}^{-1} \text{h}^{-1}$ ), P es el peso molecular de la leucina (131.2 g/mol), Leu es la fracción de leucina en proteína (0.073 g/g), C/proteína es la razón de carbono celular a proteína (0.86 g g $^{-1}$ ), D es la dilución del isótopo de hidrógeno (leucina incorporada/leucina incorporada de la leucina agregada).

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En un crucero realizado recientemente (marzo 2005) se tomaron datos de la producción bacteriana y otros parámetros oceanográficos en aguas mexicanas al sureste de la Baja California (fig. 3). Un primer análisis de los datos ha indicado una relación entre bacterias y fitoplancton similar a relaciones oceánicas globales. En la figura 4 se presenta la razón de biomasa bacteriana y fitoplancton *versus* temperatura *in situ*. Los datos se comportan conforme la estadística global indicado como líneas de referencia en la figura 4. Estas líneas representan datos de una profundidad de al menos 50 m (Li *et al.* 2004) aunque en la figura 4 están incluidos todos nuestros datos entre cero y 150 m. Nuestros datos, como los de Li *et al.* (2004) están calculados con los mismos factores de conversión para el carbono bacteriano y el carbono del fitoplancton (ver tabla 1).

En la figura 5 se compara la razón de la producción bacteriana *versus* la concentración de clorofila con la temperatura; ver figura 6 para la distribución de los datos con la profundidad. Si se utiliza la concentración de clorofila como

indicador de la producción primaria de sustrato orgánico para la asimilación bacteriana, se puede esperar un cierto cociente entre producción bacteriana y clorofila. En las figuras 5 y 6 (página siguiente) el cociente es variable y presenta una razón de  $4.5 C_{pb} \text{ Chl } a^{-1}$  (ver tabla 1 para unidades) en el percentil de 25%, una razón de  $15 C_{pb} \text{ Chl } a^{-1}$  en el percentil de 75%, y una razón de  $10 C_{pb} \text{ Chl } a^{-1}$  en la mediana. Ni en la figura 5 ni en la figura 6 se encontró una clara tendencia de la razón de producción bacteriana/clorofila con relación a la temperatura o a la profundidad.

A partir del valor de la mediana es posible estimar la relación entre la producción bacteriana y la producción primaria.

La tasa de producción primaria,  $C_{pp}$ , se puede estimar burdamente a partir de su tasa específica de crecimiento,  $\mu$  [ $C_{pp}$ ;  $C_f \text{ d}^{-1}$ ] y la concentración de clorofila, si calculamos el carbono del fitoplancton (tabla 1).

$$\begin{aligned} \mu &= 1.0 \\ C_{pp} &= C_f \mu & (1) \\ C_{pp} &= 50 \text{ Chl } a & (2) \end{aligned}$$

Figura 4. Biomasa bacteriana sobre clorofila *versus* temperatura *in situ*. La biomasa bacteriana y el carbono del fitoplancton están calculados de la concentración de bacterias y de la clorofila utilizando los factores de conversión (tabla 1), similar a lo hecho por Li *et al.* (2004). Las líneas de referencia (abajo hacia arriba) marcan el percentil de 5%, 50% y 99% de una serie de datos globales (Li *et al.* 2004)

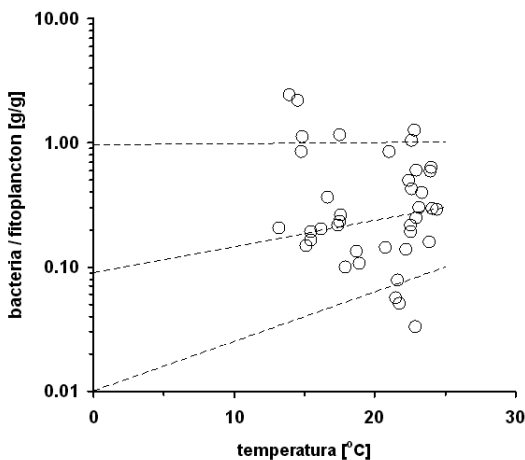


Figura 5. La razón de la producción bacteriana sobre clorofila *versus* temperatura muestra un promedio de 10 sin tendencia significativa. Los datos cubren aproximadamente la zona eufótica. La producción bacteriana fue calculada con experimentos de incorporación de leucina

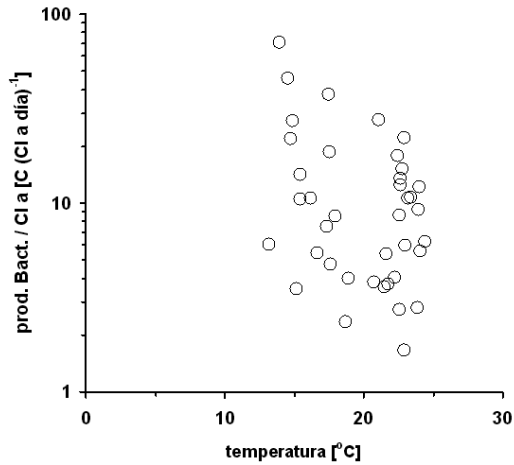
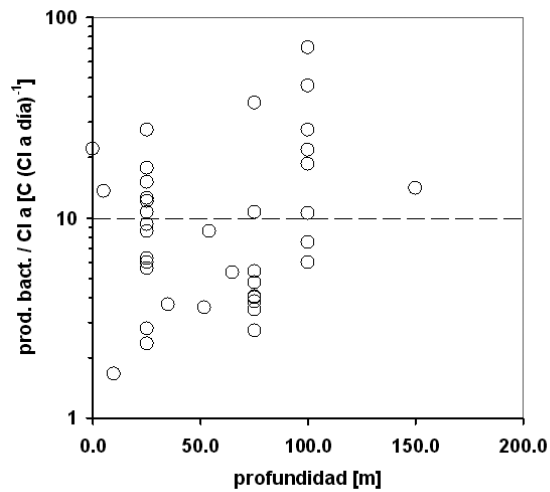


Figura 6. Razón de producción bacteriana sobre clorofila *versus* profundidad. No se observa una tendencia clara de cambio en la razón



La mediana de la relación entre producción bacteriana y clorofila (fig .5)

$$10 = C_{pb} \text{ Chl } a^{-1} \quad (3)$$

se convierte en una relación hipotética entre producción bacteriana y producción primaria al sustituir (2) en (3):

$$10 (50^{-1}) = C_{pb} C_{pp}^{-1} \quad (4)$$

igual a:

$$C_{pb} = 0.2 C_{pp} \quad (5)$$

Suponiendo una BCGE de  $C_{pb}/C_{inc} = 0.2$  (tabla 1), la cantidad de carbono disuelto incorporado por las bacterias ( $C_{inc}$ ) es 5 veces la producción bacteriana.

$$C_{pb} = 0.2 C_{inc} \quad (6)$$

Si se substituye (6) en (5)

$$C_{inc} = C_{pp} \quad (7)$$

Este cálculo sugiere que durante el crucero en el Océano Pacífico la tasa de incorporación de DOC ( $C_{inc}$ ) por las bacterias fue aproximadamente igual a la producción primaria ( $C_{pp}$ ). La mineralización de materia orgánica por las bacterias ( $C_{min}$ ) es equivalente a la diferencia entre la incorporación y la producción bacteriana:  $C_{min} = C_{inc} - C_{pb}$ , o  $C_{min} = (1 - 0.2) C_{inc}$

$$C_{min} = 0.8 C_{inc} \quad (8)$$

lo que indica una tasa de respiración bacteriana equivalente al 80 por ciento de la producción primaria.

Los cálculos anteriores enfatizan la importancia de las bacterias en el ciclo de carbono, pero también indican que hay bastante margen de variabilidad en los datos y en las posibles interpretaciones. Por ejemplo, en las figuras 5 y 6 existe un factor de tres en los valores del cociente de producción bacteriana sobre clorofila entre el percentil de 25% y 75%. La BCGE para la cual se ha



usado 0.2 como valor típico, tiene un gran rango de valores reportados en la literatura (del Giorgio y Cole 2000).

## TRABAJO PARA EL FUTURO

Una revisión crítica del conocimiento actual de la red microbiana en el océano muestra la falta de información básica sobre el control de su funcionamiento y ofrece una plataforma para planear actividades de investigación. Algunas cuestiones que llaman la atención son: (a) la falta de relación directa entre la producción primaria y la biomasa bacteriana (Li *et al.* 2004), a pesar de que se espera que la producción primaria sea la fuente de sustrato orgánico; (b) la falta de relación entre la producción bacteriana y la concentración de DOC (Legendre y Rivkin 2002); (c) la incapacidad de cultivar a la mayoría de las bacterias marinas comunes e investigar sus requerimientos fisiológicos; y (d) la existencia de una gran fracción de las bacterias en un estado fisiológico reducido. Estas cuestiones son todas muy relevantes para entender el ciclo del carbono en el océano, pero en el futuro cercano no será posible resolverlas por falta de una metodología adecuada.

Otras preguntas relacionadas con la cuantificación del flujo vertical de material en el océano son metodológicamente más accesibles. La dinámica del carbono en la capa epipelágica se ha conceptualizado inicialmente como producción primaria nueva y reciclada (Goering y Dugdale, 1967) utilizando para su cuantificación la fijación de  $^{15}\text{N-NO}_3$  y  $^{15}\text{N-NH}_4$  por el fitoplancton. La interpretación de los datos no es tan sencilla como originalmente fue propuesta, porque la relación entre C y N en la biomasa cambia y en ciertas regiones oceanográficas la producción primaria y la producción bacteriana pueden estar limitadas por el fósforo. Una consecuencia de las diferentes condiciones estequiométricas es la necesidad de incluir la dinámica de nitrógeno orgánico y fósforo orgánico en la investigación. Existen relativamente pocos datos oceanográficos de la componente orgánica de carbono, nitrógeno o fosfato, aunque se ha mostrado que forman una parte dinámica e integral en el ciclo de material en la zona eufótica. Sin conocimiento de la composición de la materia orgánica disuelta o particulada es difícil saber si la producción bacteriana está limitada por nutrientes inorgánicos, o si hay exportación de material por hundimiento de partículas con composición igual a la biomasa en la zona eufótica, o si ciertos nutrientes son reciclados con mayor eficiencia que el carbono. De igual manera, para llegar a un balance regional de nutrientes se tiene que considerar la dinámica de los nutrientes incorporados en la materia

orgánica. La falta de estos datos para las aguas mexicanas es una limitante fuerte para estudiar el ciclo de carbono.

Para interpretar las concentraciones de nutrientes orgánicos e inorgánicos es indispensable medir tasas de producción bacteriana (incorporación de timidina o leucina), además de la producción primaria. La necesidad de mediciones directas de la actividad heterotrófica se deriva parcialmente de las muy diversas condiciones regionales en las aguas oceánicas mexicanas. Por ejemplo, estas aguas incluyen ambientes muy oligotróficos en el Mar Caribe, plataformas extensas en el Golfo de México y el norte del Golfo de California, fuertes surgencias frente a Baja California o mínimos de oxígeno someros en la mayor parte del Pacífico Mexicano. Además, estas condiciones tan distintas hacen difícil la aplicación de modelos globales sin ajustes regionales, tanto para la cuantificación de la exportación de materia particulada de la zona eufótica como para el grado de mineralización de la materia orgánica entre la zona eufótica y el fondo oceánico. De resolverse esta problemática podría llegarse a entender de manera más precisa el ciclo del carbono en el océano mexicano.

## BIBLIOGRAFÍA

- Anderson TR, Ducklow HW. 2001. Microbial loop carbon cycling in ocean environment studied using a simple steady-state model. *Aquat. Microb. Ecol.* 26: 37–49.
- Cajal-Medrano R, Maske H. 1999. Growth efficiency, growth rate and the remineralization of organic substrate by bacterioplankton-revisiting the Pirt model. *Aquatic Microb. Ecol.* 19: 119–128.
- Cajal-Medrano R, Maske H. 2005. Growth efficiency and respiration at different growth rates in glucose-limited chemostats with natural marine bacteria populations. *Aquat. Microb. Ecol.* 38: 125–133.
- Dugdale RC, Goering JJ. 1967. Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary production. *Limnol. Oceanogr.* 12: 196–206.
- del Giorgio PA, Cole JJ. 2000. Bacterial energetics and growth efficiency. En: DL Kirchman (ed.), *Microbial Ecology of the Oceans*. Wiley-Liss, New York. Pp. 289–325.
- Jiménez-Mercado A, Cajal-Medrano R, Maske H. 2007. Effect of temperature on bacterial growth efficiency and respiration of heterotrophic marine bacteria growing in turbidostats. *Microb. Ecol.* 10.1007/s00248-006-9171-4.
- Laws EA, Falkowski PG, Smith WO, Ducklow H, McCarthy JJ. 2000. Temperature effects on export production in the open ocean. *Global Biogeochem. Cycles* 14: 1231–1246.

- Legendre L, Rivkin RB. 2002. Fluxes of carbon in the upper ocean: regulation by food-web control nodes. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 242: 95–109.
- Li, WKW, Head EJH, Harrison W. 2004. Macroecological limits of heterotrophic bacterial abundance in the ocean. *Deep Sea Res.* 51: 1529–1540.
- Kirchman DL. 1993. Statistical analysis of direct counts of microbial abundance. En: Kemp PF, Sher BF, Sherr EB, Cole J (eds.), *Handbook of Methods in Aquatic Microbial Ecology*, Lewis Publishers, Boca Raton. Pp. 117–120.
- Pace ML, Del Giorgio P, Fischer D, Condon R, Malcom H. 2004. Estimates of bacterial production using the leucine incorporation method are influenced by differences in protein retention of microcentrifuge tubes. *Limnol. Oceanogr. Methods* 2: 51–61.
- Rivkin RB, Legendre L. 2001. Biogenic carbon cycling in the upper ocean: effects of microbial respiration. *Science* 291: 2398–2400.
- Smith DC, Azam F. 1992. A simple, economical method for measuring bacterial protein synthesis in sea water using 3+H-Leucine. *Marine Microbial Food Webs* 6: 107–114.
- Turley CM, Hughes DJ. 1992. Effects of storage on direct estimates of bacterial numbers of preserved seawater samples. *Deep Sea Res.* 39: 375–394.
- Welschmeyer NA. 1994. Fluorometric analysis of chlorophyll a in the presence of chlorophyll b and phaeopigments. *Limnol. Oceanogr.* 39: 1985–1992.
- Williams LeP. 2005. Incorporating respiration into the ocean carbon budget: lifting the lid off Pandora's box. [www.uib.no/jgofs/GSWGIspra\\_ModellingWilliams.pdf](http://www.uib.no/jgofs/GSWGIspra_ModellingWilliams.pdf).

# 7 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DEL CARBONO ORGÁNICO TOTAL EN EL SEDIMENTO SUPERFICIAL DE LA PLANICIE ABISAL DEL GOLFO DE MÉXICO

*F.J. García-Villalobos y E. Escobar-Briones*

## INTRODUCCIÓN

La materia orgánica en los sedimentos marinos juega un papel importante, proporciona un reservorio en el ciclo global del carbono y se vincula con la diagénesis temprana contribuyendo en la química del océano. La materia orgánica en los sedimentos abisales es de origen predominantemente marino (Chester 2000), generada por la fijación fotosintética del carbono inorgánico a partir del CO<sub>2</sub> atmosférico por las plantas superiores en la tierra y el fitoplancton en el ambiente marino. Esta producción primaria del fitoplancton (PP) es suficientemente grande para sostener consumidores, protistas y descomponedores, y se ha estimado en el orden de 40 a 50 GtC año<sup>-1</sup> (Langhurst *et al.* 1995). Sólo una pequeña cantidad del carbono orgánico (CO) (1.5% de la PP en mar abierto y >17% en el talud) se deposita en el sedimento superficial y está disponible para el bentos, donde la mayor parte es oxidado (Setter *et al.* 2004). Existe información que sugiere que se secuestra entre el 0.5% al 3% de la producción primaria (PP) sobre la plataforma y el talud continentales y 0.014% en el mar abierto (Wollast 1998). Los márgenes continentales representan sólo una pequeña porción del 20% de la superficie mundial del océano; sin embargo, el 80% de la materia orgánica acumulada globalmente es depositada en estos sitios, constituyendo el depósito principal de carbono en el océano (Naijar *et al.* 1992, Seiter *et al.* 2004).

El flujo de CO disminuye rápidamente conforme aumenta la profundidad en la columna de agua ya que éste es remineralizado (Suess 1980). En la escala de las grandes cuencas oceánicas, la acumulación de la materia orgánica, en términos de carbono orgánico total (COT), básicamente refleja los patrones de distribución de la PP. Regionalmente existe una variabilidad a pequeña escala en los procesos sedimentológicos y biogeoquímicos que no sigue esta sencilla relación y así se ha demostrado en estudios diversos (Seiter *et al.* 2004).

El análisis elemental permite determinar el carbono total y orgánico en el sedimento. El carbono total se determina a partir de una muestra de sedimento, mientras que para la determinación del CO es necesario tener las muestras de sedimento libres de carbonato (Stein 1991).

Los sedimentos de mar profundo provienen del depósito de partículas en aguas oceánicas con profundidad mayor a los 500 m. Factores como la reactividad entre componentes y partículas disueltas en la columna de agua, la presencia de una producción distintiva de biomasa o las fuentes lejanas de tierras continentales, hacen de éste un ambiente único en el planeta. Este ambiente sedimentario que cubre más del 50% de la superficie de la Tierra, tiene características diferentes de las que se encuentran en los ambientes continentales o transicionales. Los componentes de los sedimentos del mar profundo se han dividido en cuatro tipos por su origen. Dos de las características distintivas de los sedimentos del mar profundo son (1) el tamaño de partícula y (2) la tasa de sedimentación de sus componentes (Chester 2000). Se denomina sedimentos o lodos pelágicos biogénicos a los sedimentos que contienen > 30% de remanentes de esqueletos biogénicos y corresponden a lodos calcáreos. Tal es el caso del GdM, cuyos sedimentos contienen > 30% de esqueletos carbonatados y son clasificados basándose en los organismos presentes en lodos de foraminíferos, cocolitos y pterópodos. Las fracciones terrígenas de los sedimentos del mar profundo son principalmente del tamaño de las arcillas (diámetro < 2  $\mu\text{m}$ ) que usualmente componen entre 60% y 70% del material no biogénico. Gran parte del CO que alcanza la superficie del sedimento se destruye por oxidación al inicio de la secuencia diagenética. El presente estudio tuvo como objetivo caracterizar la composición elemental del carbono en el sedimento superficial abisal del GdM.

## ANTECEDENTES

Los estudios existentes sobre la distribución del CO en sedimentos del mar profundo muestran concentraciones que van de 5% en sedimentos hemipelágicos

depositados cerca de los márgenes continentales a <1% en arcillas pelágicas (Chester 2000). Las primeras compilaciones de COT en sedimentos superficiales se realizaron en las décadas de los sesenta y setenta y fueron resumidas por Seiter *et al.* (2004). El patrón reconocido ubica valores de COT >0.5% a lo largo de los márgenes continentales y <0.5% en las grandes cuencas. El 80% de las localidades se localiza en la plataforma y talud continental, en contraste las grandes cuencas oceánicas se encuentran pobremente documentadas. Las costas ubicadas al oeste de los continentes poseen una media de COT mayor que el promedio global, debido a la productividad >200 gC m<sup>-2</sup> año<sup>-1</sup>. Los valores de casi 50% de la PP depositada en la plataforma continental decrecen gradualmente hasta cerca de 1% en aguas pelágicas entre 5000 y 6000 m de profundidad (Suess 1980).

## EL ÁREA DE ESTUDIO

El Golfo de México (GdM) es una cuenca marginal semicerrada del Océano Atlántico occidental con un área de  $1.5 \times 10^6$  km<sup>2</sup>, que se sitúa en la zona subtropical entre 18–30°N y 82–92°W. Se comunica con el Océano Atlántico y el Mar Caribe por el estrecho de Florida y por el Canal de Yucatán, respectivamente (Balsam y Beeson 2003, Monreal y Salas 1997). La estructura del GdM muestra siete provincias geológicas descritas por Antoine (1972) en la que el área de estudio se ubica en la planicie abisal Sigsbee que cubre 24% del GdM y cuya profundidad máxima (3900 m) se localiza en el sector central occidental de la cuenca. En la planicie el sedimento es fino, originado del material carbonatado procedente de la columna de agua (Balsam y Payne 2003). En el fondo, desde el talud continental existen infiltraciones de hidrocarburos con hidratos de metano (Arvidson y Morse 2004, MacDonald *et al.* 2004).

El intercambio entre las masas de aire frío y seco que provienen del continente y las masas de aire propias del golfo de origen marítimo y tropical, provoca una fuerte frontogénesis (“Nortes”) entre los meses de octubre a abril. Durante el verano esta región es afectada por tormentas tropicales, de las cuales 60% tiene intensidades de huracán (Monreal y Salas 1997). Estos son mecanismos que promueven la mezcla y producción primaria junto con los grandes giros (Río Mississippi) y otras estructuras de mesoescala (Lohrenz *et al.* 1999). Entre estas estructuras se encuentran aquellos factores que controlan la cinética para la dispersión de nutrientes y plancton en el GdM que ocurren en diferentes escalas de espacio y tiempo. Los nutrientes, por ejemplo, son llevados a la zona eufótica a través de la surgencia asociada a la Corriente de

Lazo y a los giros asociados a la misma (un giro ciclónico o frío y uno anticiclónico o cálido) (Biggs y Müller-Karger 1994). Así, en la escala de tiempo, la variabilidad en la Corriente de Lazo está en el orden de meses pero no está coordinada con el ciclo anual de radiación solar, mientras que la descarga de los principales ríos tiene un máximo anual (Wiseman y Sturges 1999).

En escala local, la PP es controlada por otros factores, entre los que se incluyen a los fuertes y variables gradientes físicos y químicos, como ocurre al norte del GdM, como consecuencia de las descargas de los ríos más pequeños como el Atchafalaya, además del efecto de las mareas y la circulación regional (Lohrenz *et al.* 1994, 1999).

Por debajo de los 2000 m las aguas son frías con una temperatura media de 4°C. A excepción de una zona de mínimo oxígeno a 500 m, las aguas profundas del GdM se encuentran bien oxigenadas (5.00–5.75 ml l<sup>-1</sup>; Caso *et al.* 2004, Escobar-Briones 2000). El contenido de materia orgánica se distribuye por efecto de la dilución de la materia orgánica por el material terrígeno proveniente de las zonas cercanas a la costa (Balsam y Payne 2003).

Este estudio se justifica en el marco de la exportación del carbono de origen fotoautotrófico pelágico y del transportado lateralmente al fondo, lo que permite la existencia de comunidades biológicas bénticas complejas en la planicie abisal ayudando a secuestrarlo. Partiendo de la premisa de que el GdM es una cuenca oceánica oligotrófica, la distribución de CO en los sedimentos sería homogénea.

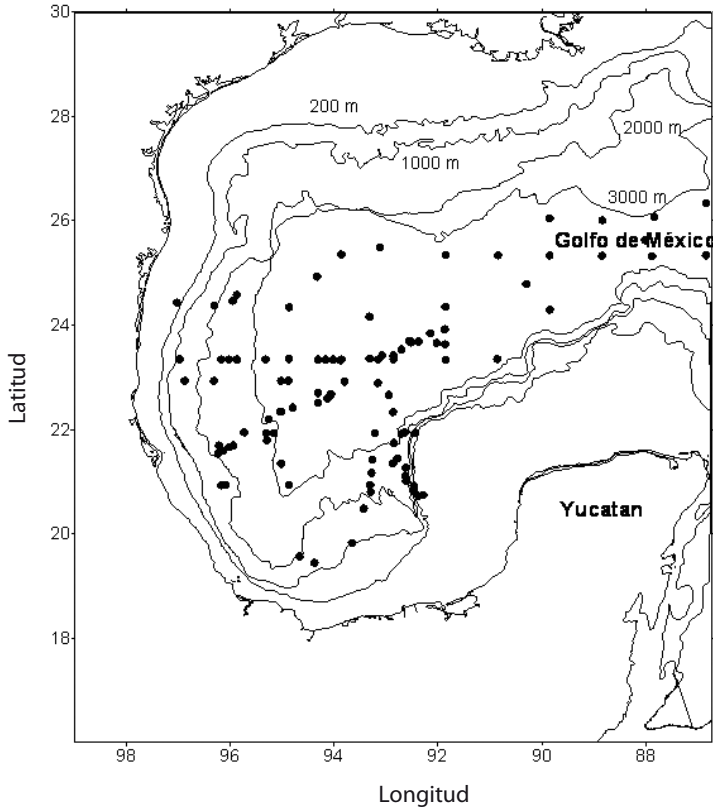
## METODOLOGÍA

Las muestras de sedimento se recolectaron a bordo del B/O Justo Sierra en las diferentes campañas oceanográficas SIGSBEE (fig. 1) usando un nucleador múltiple con el que se tomaron los 5 cm superficiales de diversas réplicas para el análisis elemental. Los sedimentos se congelaron a bordo hasta su posterior análisis en el laboratorio. También se trabajaron valores procedentes de otras campañas en la región (fig. 1).

El sedimento se descongeló a temperatura ambiente, y se acidificó con una solución de ácido clorhídrico 0.2 N para eliminar la fracción inorgánica principalmente compuesta por carbonato de calcio. Se eliminó el exceso de ácido por medio de enjuagues con agua destilada dejando evaporar en un horno a temperatura de 60° C para finalmente moler y homogenizar la muestra.

Las muestras se analizaron en un Analizador Elemental FISSONS modelo EA1108. El método analítico se basa en la oxidación instantánea y cuantitativa

Figura 1. Área de estudio. Los marcadores muestran cada una de las 106 localidades de donde provienen las muestras de sedimento analizadas para COT elemental



de la muestra, la cual convierte todas las sustancias orgánicas e inorgánicas en productos de combustión. Los gases que resultan de esta combustión pasan a través de un horno de reducción y son arrastrados a una columna cromatográfica por un gas acarreador (He) donde son separados y cuantificados por un detector de conductividad térmica (TCD), el cual da una señal proporcional a la concentración de los componentes individuales de la mezcla.

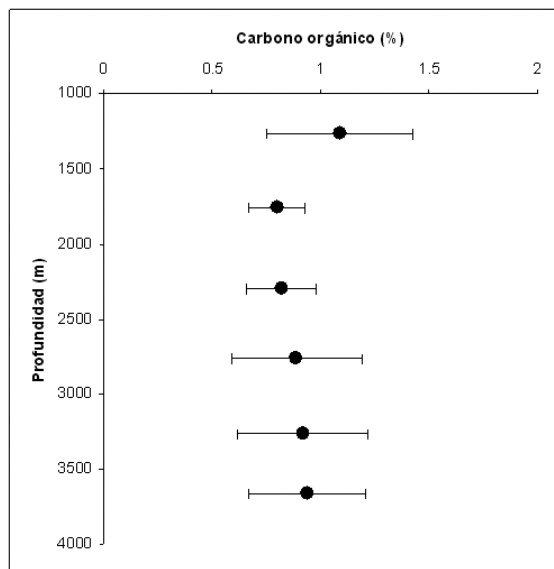
Las muestras fueron analizadas por duplicado, empleando cistina como compuesto calibrador. La metodología se evaluó para determinar su exactitud y precisión, permitiendo tener un coeficiente de variación menor a 3%. Los resultados reflejan el porcentaje del CO en los sedimentos secos y libres de carbonato.



## RESULTADOS

Los valores medios de COT por estación variaron en un intervalo de 0.26 a 1.78%, con una media de  $0.91 \pm 0.27$  para las 106 localidades muestreadas. Por estrato de profundidad (tabla 1) se reconocen las medias más elevadas entre 1025 m a 1500 m ( $1.09 \pm 0.34\%$  COT,  $n = 7$ ) los cuales disminuyen entre 1510 m a 2000 m ( $0.80 \pm 0.30\%$  COT,  $n = 10$ ); para incrementarse nuevamente hacia la profundidad con valores menos elevados en el fondo ( $0.94 \pm 0.37\%$  COT  $n = 43$ , entre 3520 m a 3795 m) con respecto al estrato más somero (fig. 2).

Figura 2. Variación de los valores medios de COT en el sedimento superficial en las diferentes profundidades



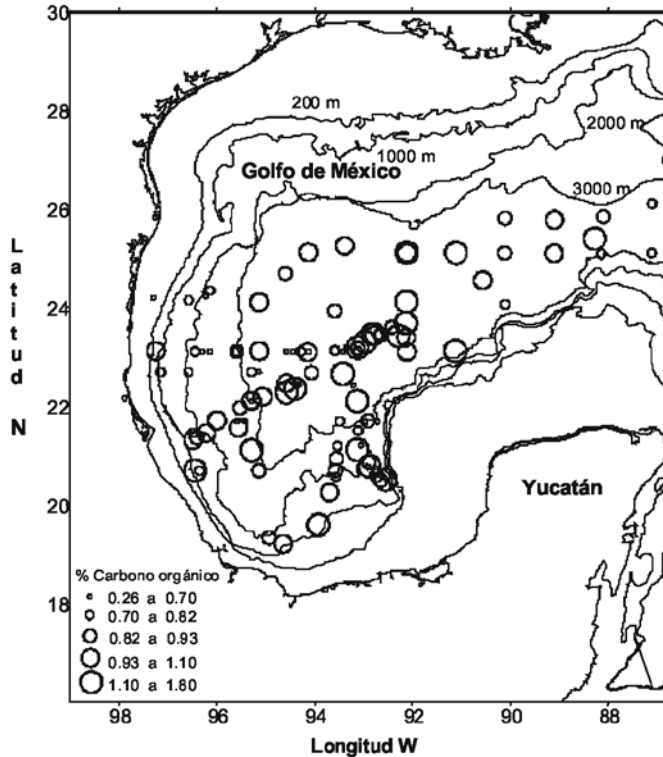
La distribución de COT en el sedimento superficial abisal del GdM muestra los valores más bajos asociados a la porción central de la cuenca y los más elevados asociados al Cañón de Campeche, los montes de Sigsbee y Campeche, frente al delta del Río Mississippi y en colindancia con los escarpes de Campeche y Sigsbee.

El número mayor de muestras ( $n = 62$ ) a más de 3000 m varían entre 0.26 a 1.61% COT y presentan una distribución heterogénea en el plano geográfico (fig. 3).

Tabla 1. Promedio ( $\bar{x}$ ), desviación estándar (de) e intervalo con valores máximo (máx) y mínimo (mín) de carbono orgánico para los estratos de 500 m de profundidad del mar profundo en el suroeste del Golfo de México. Muestras obtenidas en las campañas SIGSBEE (S), Promebio (PRO) y la campaña en colaboración con Texas A & M University (DGoMB).  
n = número de estaciones ubicadas en cada estrato de profundidad

Estrato profundidad (m)	Estadístico	%C	n	Campañas
1025 a 1500	$\bar{x}$	1.09	7	PRO2, S1, S2, S3, S4
	de	0.34		
	máx	1.78		
	mín	0.71		
1510 a 2000	$\bar{x}$	0.80	10	PRO1, PRO2, S1, S2, S3, S5
	de	0.13		
	máx	1.08		
	mín	0.63		
2100 a 2500	$\bar{x}$	0.82	15	PRO1, PRO3, S1, S2, S3, S4, S5
	de	0.16		
	máx	1.03		
	mín	0.51		
2520 a 3000	$\bar{x}$	0.89	12	PRO1, PRO3, S1, S2, S3, S4, S5
	de	0.30		
	máx	1.60		
	mín	0.58		
3020 a 3500	$\bar{x}$	0.92	19	PRO1, DGoMB, S2, S3, S4, S5, S6, S8
	de	0.30		
	máx	1.61		
	mín	0.38		
3520 a 3795	$\bar{x}$	0.94	43	DGoMB, S1, S2, S3, S4, S5, S6, S7, S8
	de	0.27		
	máx	1.49		
	mín	0.26		

Figura 3. Distribución espacial de los valores medios de COT en las 106 estaciones de muestreo de sedimento superficial en el mar profundo del SW del Golfo de México



## DISCUSIÓN

Los valores de COT obtenidos en el sedimento abisal de mar profundo del GdM se encuentran dentro del intervalo esperado con respecto a los registrados en la literatura para esta zona (tabla 2). Los valores caen en el límite bajo (0.26 a 1.78%) con respecto a sedimentos superficiales de otros márgenes continentales (Arthur *et al.* 1998, Hartnett *et al.* 1998, Hedges *et al.* 1999, Keil *et al.* 1994), pero son similares a los reconocidos en el norte del GdM. La distribución de COT en la zona es heterogénea encontrándose anomalías en estos valores a nivel local, tal como en zonas con actividad quimioautotrófica, donde el COT puede originarse de otra fuente distinta a la exportación desde la zona eufótica.

Tabla 2. Promedio y desviación estándar de los valores de COT para otras localidades en el océano mundial

Localidad	Carbono Orgánico	Total (COT, %)
Océano Pacífico	1000–2000 m	1.38 ± 0.76
	2000–3000 m	1.66 ± 0.64
	>3000 m	1.18 ± 0.78
Mar Mediterráneo	2000–3000 m	0.59 ± 0.05
Océano Atlántico	2000–3000 m	0.21 ± 0.09
	>3000 m	0.29 ± 0.09
Mar de China	1000–2000 m	0.66 ± 0.03
Mar Caribe	1000–2000 m	0.40 ± 0.31
	>2000 m	0.15 ± 0.12
Océano Índico	1000–2000 m	1.84 ± 0.81
	>2000 m	1.21 ± 0.60

Gran parte de la investigación existente se ha concentrado en los factores que controlan la preservación de la materia orgánica en los sedimentos marinos (Schultz y Zabel 2000). Dentro de los factores que se han reconocido que afectan la preservación del CO se encuentran el origen de la materia orgánica (Hedges *et al.* 1988), el flujo de la PP exportada (Calver y Petersen 1992), la profundidad de la columna de agua (Suess 1980), los niveles de oxigenación de la columna de agua (Canfield 1994, Hartnett *et al.* 1998), la tasa de sedimentación (Toth y Lerman 1977, Berner 1980, Aller y Mackin 1984), el tiempo de exposición a la masa oxigenada (Hartnett *et al.* 1998, Hedges *et al.* 1999, Keil *et al.* 2004), la geopolimerización (Berner 1980), la dinámica microbiana (Lee 1994), y la adsorción a superficies minerales (Mayer 1994a, b). Los mecanismos que determinan la conservación de COT no son claros (Canfield 1994, Hartnett *et al.* 1998, Hedges *et al.* 1999, Keil y Cowie 1999) ya que aparentemente son diversos factores los que la afectan en forma indirecta o en forma conjunta (Hartnett *et al.* 1998) o son de difícil interpretación en virtud del transporte lateral del sedimento superficial, en particular en la elevación continental (Kiel *et al.* 2004).

A pesar de que se ha descrito que la cantidad de materia orgánica exportada se relaciona inversamente con la profundidad (Suess 1980) nuestros datos no son contundentes en cuanto a un patrón de disminución exponencial entre los 1000 m y 4000 m de profundidad.

## AGRADECIMIENTOS

El financiamiento de investigación que cubrió el costo del tiempo en el buque, trabajo de laboratorio, análisis y adquisición de materiales provino de los proyectos SEP-CONACyT 40158 y PAPIIT IN224503. Al Dr. Gilbert T. Rowe de la Texas A & M University, que en colaboración con la UNAM, realizó la campaña oceanográfica DGoMB-JSSD del MMS por el contrato 1435-01-99-CT-30991TAMU y permitió recolectar algunas de las muestras distribuidas en la planicie abisal. A las tripulaciones de los buques oceanográficos Justo Sierra de la UNAM y Gyre de la Universidad de Texas A & M por su ayuda en las maniobras de cubierta.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aller RC, Mackin JE. 1984. Preservation of organic matter in marine sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 70: 260–266.
- Antoine J. 1972. Structure of the Gulf of Mexico. En: Rezak R, Henry V (eds.), *Contributions on the Geological and geophysical Oceanography of the Gulf of Mexico*. Gulf Publishing Company, Houston. Pp. 1–34.
- Arvidson R, Morse J. 2004. The sulfur biogeochemistry of chemosynthetic cold seep communities, Gulf of Mexico, USA. *Mar. Chem.* 87: 97–119
- Arthur MA, Dean WE, Laarkamp K. 1998. Organic carbon accumulation and preservation in surface sediments on the Peru margin. *Chem. Geol.* 152: 273–286.
- Balsam W, Beeson JP. 2003. Sea-floor sediment distribution in the Gulf of Mexico. *Deep-Sea Res.* I 50: 1421–1444
- Berner RA. 1980. *Early Diagenesis: A Theoretical Approach*. Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 241 pp.
- Biggs DC, Müller-Karger FE. 1994 Ship and satellite observations of chlorophyll stocks in interacting cyclone-anticyclone eddy pair in western Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.* 99: 7371–7384.
- Calvert SE, Petersen TF. 1992. Organic carbon accumulation and preservation in marine sediments: How important is anoxia? En: Whelan J, Farrington JW (eds.), *Organic Matter*, University Press, New York. Pp. 231–263.
- Canfield DE. 1994. Factors influencing organic carbon preservation in marine sediments. *Chem. Geol.* 114: 315–329.
- Caso M, Pisanty I, Ezcurra E. 2004. *Diagnóstico ambiental del Golfo de México*. Vol. 1, 626 pp.
- Chester R. 2000. *Marine Geochemistry*. Blackwell Science, Londres. Pp. 341–441.

- Escobar-Briones E. 2000. La biodiversidad del mar profundo en México. *Biodiversitas* 29: 2–6.
- Hartnett HE, Keil RG, Hedges JI, Devol AH. 1998. Influence of oxygen exposure time on organic carbon preservation in continental margin sediments. *Nature* 391: 572–574.
- Hedges JI, Clark WA, Cowie GL. 1988. Organic matter sources to the water column and surficial sediments of marine bay. *Limnol. Oceanog.* 33: 1116–1136.
- Hedges JI, Hu FS, Devol AH, Hartnett HE, Tsamakis E, Keil RG. 1999. Sedimentary organic matter preservation: A test for selective degradation under oxic conditions. *Am. J. Sci.* 299: 529–555.
- Keil RG, Cowie GL. 1999. Organic matter preservation through the oxygen-deficient zone of the NE Arabian Sea as discerned by organic carbon:mineral surface area ratios. *Mar. Geol.* 161: 13–22.
- Keil RG, Dickens AF, Arnarson T, Nunn BL, Devol AH. 2004. What is the oxygen exposure time of laterally transported organic matter along the Washington margin? *Mar. Chem.* 92: 157–165.
- Keil RG, Tsamakis E, Fuh CB, Giddings JC, Hedges JI. 1994. Mineralogical and textural controls on the organic composition of coastal marine sediments: Hydrodynamic separation using SPLIT-T-fractionation. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58: 879–893.
- Lee C. 1994. Controls on carbon preservation - New perspectives. *Chem. Geol.* 114: 285–288.
- Lohrenz SE, Fahnenstiel GL, Redalje DG. 1994. Spatial and temporal variations in photosynthesis parameters in relation to environmental conditions in coastal waters of the northern Gulf of Mexico. *Estuaries* 17: 779–795.
- Lohrenz SE, Wisenburg DA, Arnone RA, Chen X. 1999. What controls Primary Production in the Gulf of Mexico? In: Kumpf H, Steidinger K, Sherman K. *The Gulf of Mexico Large Marine Ecosystem*. Blackwell Science. Pp. 151–170.
- Longhurst A, Sathyendranath S, Platt T, Caverhill CM. 1995. An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data. *J. Plankton Res.* 17: 1245–1271.
- MacDonald IR, Bohrmann G, Escobar E, Abegg F, Blanchon P, Blinova V, Brückmann W, Drews M, Eisenhauer A, Han X, Heeschen K, Meier F, Mortera C, Naehr T, Orcutt B, Bernard B, Brooks J, De Farago M. 2004. Asphalt volcanism and chemosynthetic life in the Campeche Knolls, Gulf of Mexico. *Science* 304: 999–1002.
- Mayer LM. 1994a. Surface area control of organic carbon accumulation in continental shelf sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58: 1271–1284.

- Mayer LM. 1994b. Relationships between mineral surfaces and organic carbon concentrations in soils and sediments. *Chem. Geol.* 114: 347–363.
- Monreal M, Salas D. 1997. *Circulación y estructura termohalina del Golfo de México. Contribuciones a la Oceanografía Física en México*. Monografía No. 3. Pp. 183–199.
- Najjar RG, Sarmiento JL, Toggweiler JR. 1992. Downward transport and fate of organic matter in the ocean: Simulations with a general circulation model. *Global Biogeochem. Cycles* 6: 45–76.
- Schulz HD, Zabel M. 2000. *Marine Geochemistry*. Springer, Berlin. Pp. 1–26.
- Seiter K, Hensen C, Schröter J, Zabel M. 2004. Organic carbon in surface sediments –defining regional provinces. *Deep-Sea Res. I* 51: 2001–2026
- Stein R. 1991. *Accumulation of organic carbon in marine sediments*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, Berlin. Pp. 1–7.
- Suess E. 1980. Particulate organic carbon flux in the oceans–surface productivity and oxygen utilization. *Nature* 288: 260–263.
- Toth DJ, Lerman A. 1977. Organic matter reactivity and sedimentation in the world ocean. *Am. J. Sci.* 277: 265–285.
- Wiseman WJ, Sturges W. 1999. Physical Oceanography of the Gulf of Mexico: Processes that Regulate its Biology. En: Kumpf H, Steidinger K, Sherman K (eds.), *The Gulf of Mexico Large Marine Ecosystem*. Blackwell Science. Pp. 77–91.
- Wollast R. 1998. Evaluation and comparison of the global carbon cycle in the coastal zone and in the open ocean. En: Brink KH, Robinson AR (eds.), *The Sea*. University of Brussels. Pp. 213–252.

## 8 EL PAPEL DEL ZOOPLANCTON EN LA TRANSFERENCIA DEL CARBONO EN EL OCÉANO

*B.E. Lavaniegos*

### INTRODUCCIÓN

El zooplancton juega un papel fundamental en la transferencia de carbono dentro de las redes tróficas marinas y en el flujo vertical de la columna de agua. Forma parte de la “bomba biológica” de carbono hacia el interior del océano (Longhurst y Harrison 1989) ya que transfiere parte del carbono secuestrado de la atmósfera por el fitoplancton y lo transporta dentro de la zona eufótica y hacia estratos más profundos a través de una compleja red trófica. La remoción de partículas o pastoreo (*grazing*) involucra diversas estrategias alimenticias que explican en gran parte la estructura anatómica de los componentes del zooplancton. Una vez transferido el carbono del fitoplancton al zooplancton, este elemento transita por una diversidad de rutas difíciles de seguir y cuantificar, las cuales tienen que ver con intrincadas relaciones tróficas, con procesos de asimilación y excreción distintos para cada especie, con la movilidad de los organismos, así como con la velocidad de hundimiento de productos metabólicos a través de la columna de agua.

En este trabajo presentamos una breve síntesis de los principales problemas involucrados en la estimación de la transferencia de carbono por el zooplancton marino. Si bien no se trata de una revisión exhaustiva del tema, se mencionan algunos de los principales resultados obtenidos sobre el flujo de



carbono que muestran claramente la necesidad de afinar estas estimaciones y ampliarlas a diferentes áreas geográficas.

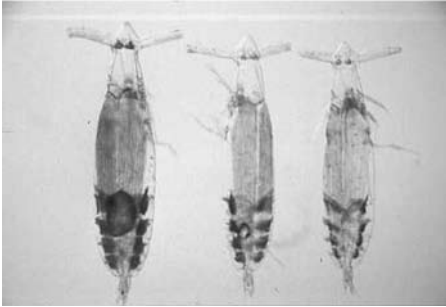
## ESPECTROS DE TAMAÑO Y TIPOS DE ALIMENTACIÓN

El primer nivel de complejidad para estimar la transferencia de carbono al zooplancton está dado por la existencia de varios niveles tróficos y el espectro de tamaño en la comunidad. En el zooplancton coexisten los consumidores primarios o herbívoros y los carnívoros. Esta separación en dos grupos funcionales ha probado ser imperfecta. Mientras que es relativamente fácil establecer un conjunto de taxa carnívoros (quetognatos, medusas, ctenóforos, heterópodos), en muchos casos no es posible definir con claridad el de los herbívoros. Algunos autores prefieren hablar de un hábito generalizado herbívoro-omnívoro (Gifford y Dagg 1991). El contar con una dieta mixta ofrece amplias ventajas en un medio tan cambiante como es el océano, donde la disponibilidad de partículas fitoplanctónicas no es constante y a menudo pasa del exceso a la escasez.

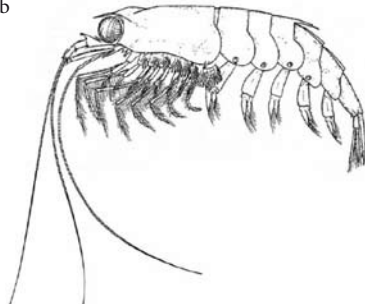
El espectro de tamaño del zooplancton es muy amplio y determina el tamaño de partículas ingeridas así como la ruta particular por la cual se transfiere el carbono en el ambiente pelágico. Entre los organismos más pequeños se cuentan, por ejemplo, los ciliados y otros flagelados heterótrofos (2–200  $\mu\text{m}$ ) que se alimentan de pequeñas partículas como bacterias y nanoplancton. En el medio marino, la porción consumida por el microzooplancton se ha estimado en 67% del carbono producido por el fitoplancton, la cual es canalizada hacia el mesozooplancton (Calbet y Landry 2004). Una gran variedad de taxa compone el mesozooplancton (0.2–20 mm) con estrategias alimenticias igualmente diversas (fig. 1). Los grupos de tunicados (apendicularias, doliólidos, salpas y pirosoomas) pueden considerarse filtradores, mientras que otros grupos pueden ser conceptualizados como recolectores de partículas. La obtención de estas partículas puede ser pasiva como ocurre con los pterópodos que extienden redes mucosas donde se depositan las partículas alimenticias conforme descenden (Lalli y Gilmer 1989), mientras que los crustáceos usan sus apéndices cefálicos para atraparlas activamente (Koehl y Strickler 1981). Aunque no existe aún un análisis energético lo suficientemente detallado y preciso del presupuesto de energía de la producción primaria que es canalizada hacia diferentes rutas alimenticias, se ha estimado que alrededor de un 20% del fitoplancton es procesado por los herbívoros del zooplancton y la mitad de este porcentaje pasa a los carnívoros (Lalli y Parsons 1997).

**Figura 1.** Ejemplos de consumidores primarios contrastantes por su taxonomía, tamaño, forma de alimentación y canalización del carbono en la columna de agua. (a) los copépodos son crustáceos pequeños (la mayoría miden entre 0.5 y 5 mm) y atrapan partículas grandes (como las diatomeas) por medio de sus apéndices articulados; la mayor parte de su biomasa y desechos orgánicos se reciclan en la zona eufótica; (b) los eufáusidos son crustáceos más grandes (los adultos miden entre 15 y 50 mm) y sus patas torácicas setosas forman una canasta que atrapa las partículas alimenticias; contribuyen al flujo activo de carbono a través de sus extensivas migraciones verticales; (c) los pterópodos son moluscos pelágicos de tamaño variable y grado de reducción de la concha, tienen un manto modificado y mucoso donde se adhieren las partículas alimenticias; (d) las salpas son urocordados que pueden alcanzar tallas hasta de 70–150 mm, filtran una amplia gama de partículas secuestrando el carbono hacia el fondo marino por un efecto de empaquetamiento en pesadas heces fecales

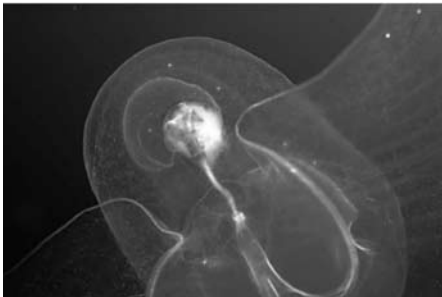
a



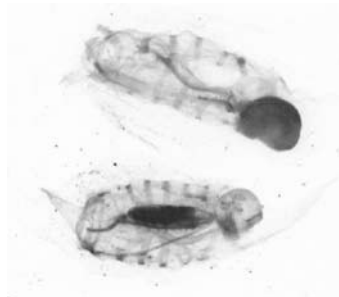
b



c



d



## PRODUCCIÓN SECUNDARIA

La determinación del contenido de carbono que se transfiere a través del zooplancton es equivalente a la estimación de la producción secundaria. Es la cantidad de tejido somático producido por todos los individuos de la comunidad por unidad de tiempo, incluyendo sus productos reproductivos y desechos orgánicos (Winberg 1971). A menudo se presenta la biomasa de zooplancton como estimador de la productividad secundaria, pero este es un concepto erróneo, ya que por sí sola la cantidad de carbono del zooplancton en un momento y localidad determinados, no permiten conocer la cantidad de fitoplancton que fue requerida, ni la eficiencia con que fue incorporada a los tejidos corporales. La biomasa es estática, mientras que la producción y por tanto el flujo de carbono son procesos dinámicos. Sin embargo, la producción secundaria ha mostrado ser difícil de estimar, especialmente en el ecosistema pelágico. La producción primaria puede ser aproximada mediante experimentos relativamente sencillos, donde la concentración de clorofila sirve como estimador de la biomasa del fitoplancton. Conociendo la concentración de clorofila y como esta cambia en el tiempo es posible inferir el contenido de carbono y su tasa de producción. En cambio, la producción secundaria no se puede abordar a nivel de comunidad, porque no existe un compuesto común fácil de medir.

Si se limita la producción secundaria a la actividad herbívora es teóricamente posible rastrear la cantidad de materia asimilada por el zooplancton. La tasa de ingestión de alimento o pastoreo es difícil de estimar *in situ* para la comunidad de consumidores primarios. Se han usado experimentos de laboratorio para emular lo mejor posible las condiciones del medio ambiente. Las tasas de pastoreo así estimadas son posteriormente extrapoladas a escala de las poblaciones naturales (Mackas y Bohrer 1976, García-Pámanes y Lara-Lara 2001).

Los experimentos de pastoreo presentan serias limitaciones debido a que (1) cada especie tiene sus propias tasas de pastoreo; (2) la tasa de pastoreo no es constante durante el ciclo de vida de una especie y requiere de mediciones a lo largo de su crecimiento o en forma separada para los diferentes estadios de desarrollo; (3) ésta es fuertemente afectada por diversos factores ambientales, especialmente la temperatura y el tipo y concentración de alimento; y (4) la clorofila es parcialmente degradada durante el proceso digestivo.

Además, la estructura de la comunidad del zooplancton varía ampliamente en espacio y tiempo, desafiando la aplicación de tasas de pastoreo medidas en el laboratorio para especies separadas. Se ha logrado una buena aproximación

basada en tasas de filtración para el caso de tunicados pelágicos. Por ejemplo, Madin *et al.* (1997) encontraron que grandes agregados de *Cyclosalpa bakeri* que proliferan en el Pacífico subártico durante el verano, podían alcanzar tasas de ingestión mayores a  $3 \text{ gC m}^{-2}$  y remover hasta 57% de la biomasa de diatomeas. En la Corriente de California, Hereu *et al.* (2006) estimaron un pastoreo potencial de las salpas muy variable desde <1% hasta más de 100% de la producción primaria diaria. La presencia de grandes agregados de salpas conlleva a la remoción de una porción importante del carbono de la zona eufótica, que es canalizada en su mayor parte hacia las comunidades bentónicas. A pesar de la ausencia de una membrana peritrófica en las excretas de las salpas, tienen una consistencia compacta y se ha observado experimentalmente que mantienen su integridad hasta por diez días (Caron *et al.* 1989). La floculación de las excretas depende en gran medida de su tamaño. En especies grandes como *Pegea confoederata* las excretas son grandes, compactas y se hunden a una tasa de  $2706\text{--}3646 \text{ m d}^{-1}$  dependiendo de las condiciones de turbulencia del mar (Yoon *et al.* 1996).

Aunque las salpas consumen un amplio espectro de partículas, su impacto sobre células pequeñas es poco significativo comparado con el de los microheterótrofos. El pastoreo del microzooplancton se ha cuantificado principalmente con el método de dilución (Landry y Hassett 1982). Este método es sencillo, poco costoso y permite conocer la tasa de ingestión de la comunidad y las tasas de crecimiento del fitoplancton, no de especies individuales. Calbet y Landry (2004) consideran que la producción primaria que se transfiere a través del microzooplancton domina sobre el mesozooplancton. Estos autores estimaron que en la zona oceánica tropical la producción primaria consumida por estos organismos constituye el 75%, comparada con 60% en las zonas templadas y polares.

El pastoreo del mesozooplancton es más difícil de evaluar, ya que en la comunidad se encuentra una multiplicidad de ciclos de vida y comportamientos. Es necesario abordar el análisis especie por especie. Se han estimado tasas de pastoreo de ciertas especies dominantes, por ejemplo, del copépodo *Calanus pacificus* (Frost 1972) y del eufáusido *Euphausia pacifica* (Passow y Aldredge 1999) de la Corriente de California; de las apendicularias *Oikopleura vanhoeffeni* y *Oikopleura dioica* en el Atlántico norte y el Mar Báltico respectivamente (Deibel 1988, Acuña y Kiefer 2000) y de diversas especies de pterópodos de la antártida (Pakhomov y Froneman 2004). El principal problema técnico consiste en mantener estas especies en cultivo el tiempo suficiente para cubrir su ciclo de vida.

Una forma más indirecta de estimar la producción de carbono de una población es la estimación de tasas de crecimiento con muestras de campo y un análisis bioquímico paralelo de organismos de edades o tamaños diferentes. Este tipo de aproximación requiere un laborioso trabajo de muestreo y laboratorio que permita generar distribuciones de frecuencia de tallas. La progresión modal en el tiempo de las diferentes cohortes permite establecer los incrementos corporales y en última instancia el carbono incorporado por la población de la especie bajo estudio para un periodo de tiempo (Winberg 1971).

Existen pocos estudios de producción secundaria en México. Particular atención ha recibido el eufáusido *Nyctiphanes simplex*, debido a su abundancia en aguas adyacentes a ambos lados de la Península de Baja California y su importancia en la ecología alimenticia de peces, aves y mamíferos marinos. Para estimar la producción de un crustáceo habría que tomar en cuenta no sólo la incorporación de carbono en sus tejidos, sino la producción de huevos y exuvias. La producción somática anual de *N. simplex* en Bahía Sebastián Vizcaíno (28–29°N) es 1.3 g m<sup>-2</sup> de peso seco (Lavaniegos 1995). Considerando que un 40% de éste fuese carbono, habrían sido asimilados 520 mgC m<sup>-2</sup> en los tejidos de esta especie en el transcurso de un año. Frente a Bahía Magdalena (24–25°N), Gómez-Gutiérrez *et al.* (1996) calcularon una productividad inferior (0.3 g m<sup>-2</sup> de peso seco) aunque sólo consideraron muestreos de verano y otoño. En cambio, en el Golfo de California la producción de *N. simplex* arrojó valores muy altos, ya que solamente por concepto de larvas esta especie produjo 196 mg m<sup>-3</sup> (13.8 g m<sup>-2</sup> de peso seco) en la Bahía de La Paz (24–25°N) (De Silva-Dávila y Palomares-García 1998).

Uno de los principales problemas para estimar la producción secundaria, y por ende la transferencia de carbono por el zooplancton, es la falta de sincronía en la reproducción. Muchos invertebrados pelágicos presentan periodos reproductivos largos y ciclos de vida cortos por lo que al recolectar organismos se presentan todos los estadios de desarrollo simultáneamente, haciendo difícil establecer y separar cohortes. Ese problema es más común en especies que habitan regiones oceánicas subtropicales y tropicales, ya que en zonas frías es más común encontrar un ciclo estacional bien marcado, como ocurre en diversas especies de copépodos de los géneros *Calanus* y *Neocalanus* (Conover 1988). Otra característica de los ecosistemas marinos que dificulta la estimación de la productividad es el ser sistemas abiertos, sujetos a la entrada y salida de organismos, haciendo difícil separar la producción local de la población inmigrante.

A pesar de los problemas que presentan las investigaciones sobre productividad secundaria y el consumo de tiempo en la recolección de organismos y el montaje experimental, estos estudios deben seguirse realizando. Su importancia radica en la estimación de tasas fisiológicas que pueden aplicarse a otros estudios. Por ejemplo, en un programa de monitoreo el conteo de organismos de una especie determinada, aunado a mediciones de tamaño, puede convertirse a biomasa de carbono conociendo la tasa de crecimiento. Estos estudios deben dirigirse principalmente a las especies dominantes del ecosistema, ya que representan la porción principal de la biomasa del zooplancton y la base alimenticia de niveles tróficos superiores. Las tasas fisiológicas también juegan un papel fundamental en la parametrización de especies clave en modelos ecológicos.

## APORTE DEL ZOOPLANCTON AL FLUJO VERTICAL DE CARBONO

El ambiente pelágico no sólo es un ecosistema abierto donde los organismos del zooplancton transitan libremente en el plano horizontal, sino que hay que agregar la dimensión vertical. En ecosistemas oceánicos una porción de las especies del zooplancton se desplazan activamente entre la zona eufótica y estratos profundos. Pasivamente también se registra un flujo de carbono por hundimiento de productos reproductivos y desechos orgánicos.

El zooplancton contribuye al flujo pasivo principalmente con sus excretas fecales, pero también se liberan huevos, mudas de crustáceos, cascas de apendicularias y cadáveres, así como el detritus resultante de la degradación de estos productos. Se ha sugerido que el carbono contenido en el material particulado que se hunde en el océano profundo es equivalente al de la producción nueva (Eppley y Peterson 1979). Los organismos grandes son más importantes que los pequeños para exportar carbono fuera de la zona eufótica a causa de las altas tasas de hundimiento de células grandes y la producción de pelotillas fecales pesadas. En este aspecto destacan las salpas que remueven partículas de una amplia gama de tamaños y las secuestran hacia las comunidades bénticas, por un efecto de paquete al producir grandes y pesadas excretas ricas en carbono. Mientras el cuerpo de las salpas es principalmente agua, sus excretas pueden tener alrededor de 35% de carbono y una tasa de hundimiento de 2,700 m d<sup>-1</sup> (Bruland y Silver 1981). En agregados de *Salpa fusiformis* y *Thalia* spp. recolectados frente a Baja California durante octubre de 1998, la producción de heces fecales alcanzó valores de <1 mgC m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> a 609 mgC m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (Hereu *et al.* 2006).

Los copépodos, a pesar de su enorme abundancia, tienen un papel menor en el flujo pasivo. La mayor parte del carbono contenido en sus excretas y pelotillas fecales se recicla en la columna de agua, ya que son más pequeñas y ligeras, tienen tasas de hundimiento más bajas y son rápidamente colonizadas por bacterias (Frangoulis *et al.* 2005).

El flujo activo de carbono y nutrientes debido a la migración vertical del zooplancton es el componente menos conocido puesto que requiere artefactos de muestreo más sofisticados. Muchas especies del zooplancton que viven por debajo de la zona eufótica durante el día viajan hacia la superficie por la noche para alimentarse. La proporción del zooplancton emigrante varía de una zona a otra y los esquemas de migración vertical también son diversos, ya que obedecen a características genéticas pero también presentan modificaciones adaptativas respecto a los factores ambientales (Brinton 1979). En zonas templadas existen especies que migran estacionalmente y presentan un ciclo de vida acoplado a la migración vertical, por lo cual se le denomina migración ontogénica. Este es el caso del copépodo *Neocalanus plumchrus* en el Pacífico Subártico, cuya población predominantemente compuesta por el estadio copepodito V se hunde a gran profundidad y permanece en un estado de diapausa hasta que tienen lugar nuevamente los florecimientos primaverales de diatomeas (Miller y Clemons 1988). Este patrón es bastante común en especies que habitan en latitudes frías y templadas, por lo que se les denominan especies interzonales (Vinogradov 1997). En cambio, en regiones tropicales y subtropicales oligotróficas, el conjunto de especies con migración circadiana es predominante (aunque es muy variable, ver Fernández-Alamo y Färber-Lorda 2006). Por ejemplo, en la estación BATS (Bermuda Atlantic Time-Series Study) la comunidad emigrante representa un promedio anual estimado en  $50 \text{ mgC m}^{-2}$ , que contribuye en 8% al material particulado a 150 m y hasta 72% a 300 m (Steinberg *et al.* 2000). Sin embargo, en latitudes similares del Océano Pacífico (Hawaii Ocean Time series) se calculó un promedio mayor ( $142 \text{ mgC m}^{-2}$ ) y su contribución al flujo de material particulado resultó del 15% (Al-Mutairi y Landry 2001). Las discrepancias en el flujo activo en estas dos estaciones oligotróficas, donde se han venido realizando muestreos rutinarios por periodos de tiempo relativamente prolongados, se deben en parte al volumen de la población emigrante, pero también a diferencias en las tasas metabólicas usadas en las estimaciones. En el Pacífico Ecuatorial el flujo activo de carbono es ligeramente más alto (~35%) (Zhang y Dam 1997). Sin embargo, se deben tener en cuenta los procesos particulares que operan en las diversas regiones. Por ejemplo, en el Pacífico Tropical Oriental existe una

concentración mínima de oxígeno subsuperficial que altera la distribución vertical de los organismos (Brinton 1979).

## PROGRAMAS DE MONITOREO Y OBSERVATORIOS MARINOS

El estudio de los flujos de carbono ha recibido un gran impulso desde el establecimiento del programa internacional Joint Global Ocean Flux Study Time-Series (<http://www.uib.no/jgofs>). El principal objetivo de este programa ha sido la comprensión de los procesos que controlan las variaciones temporales del flujo de carbono en el océano y su intercambio con la atmósfera, el fondo marino y las zonas costeras. Para ello se han ubicado puntos de observación donde se desarrollan mediciones rutinarias de diversos parámetros físico-biológicos con el fin de generar series de datos lo suficientemente extensas para interpretar la variabilidad inherente al océano. Entre las estaciones oceanográficas que han producido series de tiempo más largas puede mencionarse la de Bahamas en el Atlántico Subtropical (BATS), pero se han ido sumando otras en diferentes puntos (DYFAMED en el Mediterráneo, ESTOC en la Corriente de Canarias, HOT en Hawaii, KERFIX en el Océano Antártico, KNOT al este de Japón, OSP frente a Canadá, y SEATS en el Mar de China). Una de las principales aportaciones de las series de tiempo desarrolladas por estos “observatorios marinos” ha sido el cálculo del material particulado secuestrado por el zooplancton desde la zona eufótica hacia el fondo marino. Sin embargo, las estimaciones son aún incipientes y requieren un mayor esfuerzo de la comunidad científica internacional para ampliar los puntos de observación. En el Pacífico Mexicano, sería necesario establecer al menos un par de estaciones oceanográficas para el estudio de flujos de carbono, una para la región templada (Corriente de California) y otra para el Pacífico Oriental Tropical. Esto plantea la necesidad de que la política de asignación de recursos para la investigación básica en nuestro país comprometa fondos adicionales para el desarrollo de programas de largo plazo.

## BIBLIOGRAFÍA

- Acuña JL, Kiefer M. 2000. Functional response of the appendicularian *Oikopleura dioica*. *Limnol. Oceanogr.* 45: 608–618.
- Al-Mutairi H, Landry MR. 2001. Active export of carbon and nitrogen at Station ALOHA by diel migrant zooplankton. *Deep Sea Res. II* 48: 2083–2103.



- Brinton E. 1979. Parameters relating to the distribution of planktonic organisms, especially euphausiids in the eastern tropical Pacific. *Progr. Oceanogr.* 8:125–189.
- Bruland KW, Silver MW. 1981. Sinking rates of fecal pellets from gelatinous zooplankton (salps, pteropods, doliolids). *Mar. Biol.* 63: 295–300.
- Calbet A, Landry MR. 2004. Phytoplankton growth, microzooplankton grazing, and carbon cycling in marine systems. *Limnol. Oceanogr.* 49: 51–57.
- Caron DA, Madin LP, Cole JJ. 1989. Composition and degradation of salp fecal pellets: implications for vertical flux in oceanic environments. *J. Mar. Res.* 47: 829–850.
- Conover RJ. 1988. Comparative life histories in the genera *Calanus* and *Neocalanus* in high latitudes of the northern hemisphere. *Hydrobiologia* 167–168: 127–142
- De Silva-Dávila R, Palomares-García JR. 1998. Unusual larval growth production of *Nyctiphanes simplex* in Bahía de La Paz, Baja California, México. *J. Crust. Biol.* 18: 490–498.
- Deibel D. 1988. Filter feeding by *Oikopleura vanhoeffeni*: grazing impact on suspended particles in cold ocean waters. *Mar. Biol.* 99: 177–186.
- Eppley RW, Peterson BJ. 1979. Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature* 282: 677–680.
- Fernández-Álamo MA, Färber-Lorda J. 2006. Zooplankton and the oceanography of the eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.* 69: 318–359.
- Frangoulis C, Christou ED, Hecq JH. 2005. Comparison of marine copepod outfluxes: nature, rate, fate and role in the carbon and nitrogen cycles. *Adv. Mar. Biol.* 47: 253–309.
- Frost BW. 1972. Effects of size and concentration of food particles on the feeding behavior of the marine planktonic copepod *Calanus pacificus*. *Limnol. Oceanogr.* 17: 805–815.
- García-Pamanes J, Lara-Lara JR. 2001. Pastoreo por el microzooplancton en el Golfo de California. *Cienc. Mar.* 27: 73–90.
- Gifford DJ, Dagg MJ. 1991. The microzooplankton–mesozooplankton link: consumption of planktonic Protozoa by the calanoid copepods *Acartia tonsa* and *Neocalanus plumchrus*. *Mar. Microbiol. Food Webs* 5: 161–177.
- Gómez-Gutiérrez J, De Silva-Dávila R, Lavaniegos-Espejo BE. 1996 Growth production of the euphausiid *Nyctiphanes simplex* on the coastal shelf off Bahía Magdalena, Baja California Sur, México. *Mari. Ecol. Prog. Ser.* 138: 309–314.
- Hereu CM, Lavaniegos BE, Gaxiola-Castro G, Ohman MD. 2006. Composition and potential grazing impact of salp assemblages off Baja California during the 1997–1999 El Niño and La Niña. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 318: 123–140.
- Koehl MAR, Strickler JR. 1981. Copepod feeding currents: Food capture at low Reynolds number. *Limnol. Oceanogr.* 26: 1062–1073.

- Lalli CM, Gilmer RW. 1989. Pelagic snails. *The biology of holoplanktonic gastropod mollusks*. Stanford University Press, Stanford, California, 259 pp.
- Lalli CM, Parsons TR. 1997. *Biological Oceanography: An Introduction*. 2da ed., The Open University, Butterworth-Heinemann, Oxford, 314 pp.
- Landry MR, Hassett RP. 1982. Estimating the grazing impact of marine micro-zooplankton. *Mar. Biol.* 67: 283–288.
- Lavaniegos BE. 1995. Production of *Nyctiphanes simplex* in Vizcaino Bay, western Baja California. *J. Crust. Biol.* 15: 444–453.
- Longhurst AR, Harrison WG. 1989. The biological pump: Profiles of plankton production and consumption in the upper ocean. *Prog. Oceanogr.* 22: 47–123.
- Mackas D, Bohrer R. 1976. Fluorescence analysis of zooplankton gut contents and an investigation of diel feeding patterns. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 25: 77–85.
- Madin LP, Purcell JE, Miller CB. 1997. Abundance and grazing effects of *Cyclosalpa bakeri* in the subarctic Pacific. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 157: 175–183.
- Miller CB, Clemons MJ. 1988. Revised life history analysis for large grazing copepods in the subarctic Pacific Ocean. *Progr. Oceanogr.* 20: 293–313.
- Pakhomov EA, Froneman PW. 2004. Zooplankton dynamics in the eastern Atlantic sector of the Southern Ocean during the austral summer 1997/1998-Part 2: Grazing impact. *Deep Sea Res.* II 51: 2617–2631.
- Passow U, Alldredge AL. 1999. Do transparent exopolymer particles (TEP) inhibit grazing by the euphausiid *Euphausia pacifica*? *J. Plankton Res.* 21: 2203–2217.
- Steinberg DK, Carlson CA, Bates NR, Goldthwait SA, Madin LP, Michaels A.F. 2000. Zooplankton vertical migration and the active transport of dissolved organic and inorganic carbon in the Sargasso Sea. *Deep-Sea Res.* I 47: 137–158.
- Vinogradov ME. 1997. Some problems of vertical distribution of meso- and macro-zooplankton in the ocean. *Adv. Mar. Biol.* 32: 1–92.
- Wingberg GG. 1971. *Methods for the estimation of production of aquatic animals*. [Translated from the Russian by Annie Duncan] Academic Press, London, England. 175 pp.
- Yoon WD, Marty JC, Sylvain D, Nival P. 1996. Degradation of faecal pellets in *Pegea confoederata* (Salpidae, Thaliacea) and its implication in the vertical flux of organic matter. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 203: 147–177.
- Zhang X, Dam HG. 1997. Downward export of carbon by diel migrant mesozooplankton in the central equatorial Pacific. *Deep Sea Res.* II 44: 2191–2202.



# 9 PASTOREO POR EL MESOZOOPLANCTON EN LA REGIÓN CENTRAL DEL GOLFO DE CALIFORNIA: UN ESTUDIO ESTACIONAL

*J. García-Pámanes, J.R. Lara-Lara y C. Bazán-Guzmán*

## INTRODUCCIÓN

La transferencia de carbono orgánico de la superficie a las aguas profundas vía la bomba biológica, por medio del proceso de pastoreo por el zooplankton, es uno de los flujos más importantes dentro del ciclo del carbono para secuestrar, junto con el fitoplancton, el carbono que se está acumulando en la atmósfera desde la llamada era del Antropoceno (Louanchi y Najjar 2000). Sin embargo, hasta ahora es uno de los flujos menos conocidos dentro del ciclo del carbono marino.

Los heterótrofos, o productores secundarios, obtienen su energía de la oxidación de la materia orgánica. El zooplankton heterótrofo (protozoarios, bacterias y metazoarios) actúan conjuntamente en la utilización de los productos disueltos como los particulados de la fotosíntesis. El zooplankton puede consumir partículas vivas y no-vivas (detritus), llegando a remover mucho del fitoplancton, así como de las bacterias y protozoarios de las aguas superficiales (Wakeham y Lee 1993, Calbet y Landry 1999, Carlotti *et al.* 2000). Se han reportado una gran variabilidad en las estimaciones sobre de la cantidad de producción primaria (PP) que el zooplankton es capaz de consumir en diferentes localidades. Por ejemplo, para la zona de surgencias del Perú los valores fluctúan entre 5% y 80% (Walsh 1976, Walsh *et al.* 1980, Dagg *et al.* 1980, Boyd y Smith 1983); 44% para las costas de California (Cox *et al.* 1983);

20% para las costas de Bélgica (Joiris *et al.* 1982); mientras que en el Mar de los Sargazos, durante marzo-abril el consumo fue de 85%, pero en agosto sólo se consumió 25% (Roman *et al.* 1993).

El impacto del pastoreo del zooplancton sobre el fitoplancton está regulado por muchos factores, como el tamaño, sexo y estadio de vida de los organismos, la concentración y tamaño del alimento (Conover 1956, Parsons y LeBrasseur 1970, Frost 1972), la composición química del alimento (Friedman y Strickler 1975, Poulet y Marzot 1978), la historia alimenticia previa (Conover 1980), y las características físicas del medio (García-Pámanes *et al.* 1991, Huntley *et al.* 2000), lo cual se ve reflejado en las grandes variaciones de las tasas de pastoreo reportadas.

Las poblaciones de consumidores de gran tamaño, como pueden ser las de copépodos, responden lentamente ante un aumento en la disponibilidad de alimento, y no llegan a ser un componente importante de la comunidad hasta una fase tardía del desarrollo del florecimiento. La habilidad de los consumidores de responder numéricamente antes de que otros mecanismos de pérdida, como son la dilución y el hundimiento, para eliminar el fitoplancton, puede afectar significativamente el destino final de los materiales y la energía en los ecosistemas. Por ejemplo, una gran transferencia de fitoplancton hacia los copépodos puede estimular la producción de las pesquerías pelágicas, mientras que una baja transferencia puede incrementar el hundimiento del fitoplancton directamente hacia el fondo (Dagg 1995).

Contar con información sobre tasas de alimentación, crecimiento, metabolismo y producción de organismos planctónicos suspensívoros, así como datos sobre abundancia y distribución de las especies dominantes, son esenciales para evaluar el impacto del pastoreo sobre las poblaciones fitoplanctónicas y definir rutas y tasas de flujo de material a través de las cadenas alimenticias como parte de la bomba biológica (Vidal 1980, Carlotti *et al.* 2000).

Hace más de veinte años Brinton *et al.* (1986) llamaron la atención sobre la ausencia de estudios sobre el pastoreo del zooplancton en el Golfo de California y hasta ahora se reportan los primeros estudios sobre pastoreo en este trabajo.

## EL ÁREA DE ESTUDIO

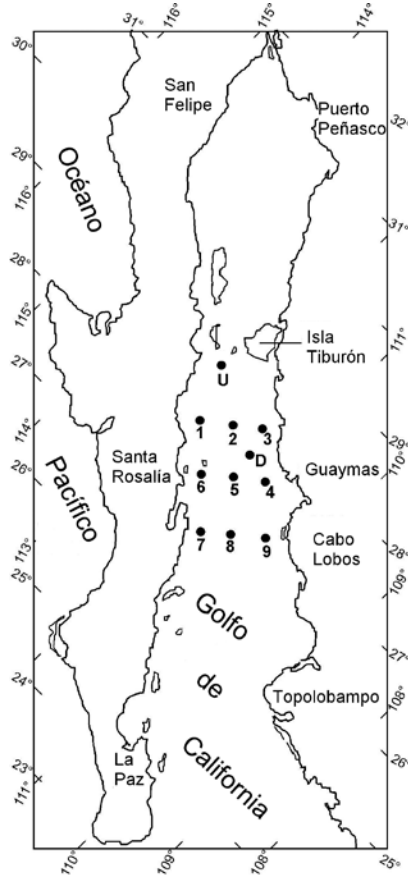
Se efectuaron cuatro cruceros en la región central del Golfo de California, uno en otoño (4 al 15 de noviembre) de 1994, y tres en 1995 durante primavera (22 de marzo al 7 de abril), verano (22 de agosto al 5 de septiembre) y otoño

(21 de noviembre al 7 de diciembre). Se cubrió una red cuadriculada de 9 estaciones, más dos estaciones fuera de ella, una en el umbral de la cuenca de Guaymas (U), durante mareas vivas, y la otra localizada entre las estaciones de la costa de Sonora y el centro del golfo, en donde se hicieron estudios de la variación diurna (D) (fig. 1).

## MÉTODOS

En cada una de las estaciones se realizaron perfiles de temperatura y salinidad con un CTD Sea Bird y de la fluorescencia natural del fitoplancton con un

Figura 1. Área de estudio y localización de las estaciones de muestreo



PNF-300. Además, se tomaron muestras de agua a profundidades discretas para hacer mediciones de nutrientes y clorofila *a* (Chl *a*).

La biomasa del fitoplancton se determinó mediante el análisis del contenido de Chl *a* por fluorimetría. La fluorescencia de las muestras fue determinada utilizando un fluorímetro Turner modelo 10, calibrado con Chl *a* pura y libre de feopigmentos, siguiendo la técnica de Yentsch y Menzel (1963) y Holm-Hansen *et al.* (1965). Para transformar los valores de Chl *a* en valores de carbono se utilizó la ecuación propuesta por Zeitzschel (1970) para el Golfo de California.

La PP se obtuvo directamente de la información generada por el perfilador de fluorescencia natural (PNF-300). Para transformar el flujo de la fluorescencia natural a valores de PP se utilizaron las ecuaciones propuestas por Kiefer *et al.* (1989) y Chamberlin *et al.* (1990). La curva diaria de intensidad de luz superficial y la variación de la energía luminosa total para cada día, se calculó con la ecuación propuesta por Vollenweider (1965).

Se recolectó zooplancton mediante arrastres verticales hasta 300 m de profundidad (hasta 200 m en el crucero de 1994) con una red tipo bongo equipadas con redes de mallas de 64 y 200  $\mu\text{m}$ . Se hicieron dos arrastres, uno para realizar experimentos de pastoreo por el mesozooplancton y otro para determinar la biomasa del zooplancton mayor y menor de 200  $\mu\text{m}$ .

En la red de estaciones solamente se efectuaron muestreos durante el día, mientras que en las estaciones U y D se muestreó cada seis horas con el fin de obtener la variación diurna de la tasa de pastoreo. En la estación U el barco se reposicionaba en un mismo punto antes de cada muestreo, en tanto que en la estación D el barco se mantuvo a la deriva siguiendo una boya. Mientras se preparaba el experimento los organismos retenidos en el copo de la red de 200  $\mu\text{m}$  se mantuvieron en la oscuridad, en una hielera con agua de mar. Una vez listas las botellas experimentales, los organismos sobrenadantes en la hielera se transfirieron a una bandeja llena con agua de mar filtrada (0.2  $\mu\text{m}$ ) y de ahí a las botellas experimentales.

Para los experimentos de pastoreo el fitoplancton se recolectó con botellas Niskin de 5 l en cinco profundidades (100, 36, 10 y 1% de la luz incidente en superficie y 100 m). De cada profundidad se tomó una submuestra de 750 ml y se mezcló en un recipiente de plástico transparente de 4 l, para después de pasarla por un tamiz de 150  $\mu\text{m}$  para eliminar el zooplancton. El recipiente con el fitoplancton fue inoculado con 160  $\mu\text{Ci}$  de  $\text{NaH}_2^{14}\text{CO}_3$  y se incubó por 24 h bajo luz artificial (luz de día 25 w) a la temperatura del laboratorio.

A cada botella de plástico (500 ml) se le agregaron 450 ml de fitoplancton marcado con carbono 14 ( $^{14}\text{C}$ ) y aproximadamente 50 ml de agua de mar filtrada conteniendo la comunidad zooplanctónica. Se incubaron siete botellas experimentales en una cámara de pastoreo rotatoria ( $\sim 3$  rpm), en la oscuridad y a la temperatura superficial del agua del mar. Las botellas se retiraron de la cámara de pastoreo sucesivamente a las 0, 0.25, 0.50, 0.75, 1.0, 1.5 y 2.0 h después del inicio de la incubación. Después del período de incubación, los organismos fueron recolectados sobre una malla Nitex de 200  $\mu\text{m}$  y lavados tres veces con agua de mar filtrada (0.2  $\mu\text{m}$ ). Cada malla se guardó en una caja de petri debidamente etiquetada y se congeló a  $-20^\circ\text{C}$  (Sierzen y Watras 1987) hasta ser procesado. Con ayuda de un microscopio estereoscópico se seleccionaron los organismos zooplanctónicos de cada malla y se colocaron en viales de centelleo de 7 ml por duplicado. Después, los organismos se pusieron en digestión por 24 h agregándoles 0.5 ml de un solubilizador de tejidos (Omnisol) a cada vial. Se les agregaron 5 ml de Universol como cocktail, y la radioactividad del zooplancton se contó en un contador de centelleo líquido Beckman LSC100.

La tasa de pastoreo de la comunidad, así como de todos los organismos contenidos en la muestra, se calculó utilizando la fórmula propuesta por Haney (1973):  $G = z / (f \times h)$ , donde  $G$  es la tasa de pastoreo de la comunidad ( $\text{d}^{-1}$ ),  $z$  es el número de desintegraciones por minuto (dpm) del zooplancton total,  $f$  es el dpm del fitoplancton total y  $h$  es el tiempo de incubación (en días). Para los cálculos de la tasa de pastoreo se utilizaron las dpm acumuladas por los organismos durante la primera hora de incubación. Para estimar el consumo de carbono por la comunidad de herbívoros se utilizaron los datos de Chl *a* y PP integradas en la columna de agua.

Para probar si existían diferencias estacionales en las tasas de pastoreo y entre zonas de muestreo se utilizaron las pruebas estadísticas no paramétricas de Mann-Whitney y de Kruskal-Wallis (Siegel 1979).

## RESULTADOS

Los organismos más abundantes durante el período de estudio fueron los copépodos, los cuales variaron en composición tanto espacial como temporalmente; en menor proporción estuvieron presentes también ostrácodos, eufáusidos, cladóceros, pterópodos y algunas larvas de peces y calamares.

Durante otoño de 1994 las tasas de pastoreo en la red de estaciones no fueron homogéneas, lo cual se reflejó en el alto coeficiente de variación (CV)



relativo de 66% (tabla 1). Los valores más bajos se localizaron en el centro del golfo, y variaron entre 0.13 y 1.87 d<sup>-1</sup> con un valor medio de 0.94 ± 0.23 d<sup>-1</sup> (tabla 1). En la estación D el valor más alto se observó durante la noche (4.18 d<sup>-1</sup>) y el valor más bajo durante el día (0.20 d<sup>-1</sup>), con un promedio de 1.44 ± 0.72 d<sup>-1</sup> (tabla 2). El promedio para toda la red de estaciones, incluida la estación D, fue de 1.15 ± 0.32 d<sup>-1</sup>. No se encontraron diferencias estadísticamente significativas ( $p > 0.05$ ) entre la red de estaciones y los muestreos diurnos de la estación de deriva (D), ni entre el día y la noche, en la estación D. La estación U no se muestreó en esta ocasión.

Para primavera de 1995, en la red de estaciones las tasas de pastoreo se incrementaron ligeramente y fueron más homogéneas (CV = 58 %, el coeficiente más bajo del año) que durante otoño de 1994 (tabla 1). En contraste, los valores más altos se encontraron en el centro del golfo (2.3 y 2.4 d<sup>-1</sup>), aunque también

Tabla 1. Tasas de pastoreo por el mesozooplancton (G d<sup>-1</sup>) y el porcentaje de la producción primaria removida (% PpR), en la región central del Golfo de California.  $\bar{X}$  = media; CV = coeficiente de variación; nd = no se determinó

Estación	Otoño 1994		Primavera 1995		Verano 1995		Otoño 1995	
	G	% PpR	G	% PpR	G	% PpR	G	% PpR
1	1.87	101	1.16	87	0.67	60	nd	----
2	0.68	59	2.40	115	0.95	76	nd	----
3	1.49	92	nd	----	0.69	61	nd	----
4	nd	----	nd	----	1.57	98	nd	----
5	0.96	74	2.30	113	1.74	102	1.73	98
6	1.14	81	1.32	92	4.75	122	1.01	76
7	nd	----	1.47	97	2.69	115	4.84	118
8	nd	----	1.04	81	0.31	33	1.89	101
9	nd	----	0.49	49	1.83	103	1.72	98
$\bar{x}$	0.94 ± 0.23	65 ± 12	1.25 ± 0.24	82 ± 9	1.69 ± 0.45	86 ± 5	2.24 ± 0.67	98 ± 7
CV	66 %	48 %	58 %	33 %	81 %	34 %	67 %	15 %

el valor más bajo se registró en una de las estaciones del centro (0.35 d<sup>-1</sup>). El promedio para toda la red (1.25 ± 0.24 d<sup>-1</sup>) fue ligeramente mayor que el de otoño de 1994 (tabla 1). En general, en la estación D los valores fueron más bajos que en la red a lo largo del día, registrándose la tasa máxima (1.88 d<sup>-1</sup>) a las 14:15 y tasas por debajo del promedio a lo largo de la noche (tabla 2).

En la estación U la tasa media de pastoreo ( $0.78 \pm 0.14 \text{ d}^{-1}$ ) fue la más baja de toda el área de estudio con el valor más alto al anochecer ( $1.30 \text{ d}^{-1}$ ) y el más bajo por la madrugada ( $0.38 \text{ d}^{-1}$ ) (tabla 2). No hubo diferencias significativas ( $p > 0.05$ ) entre las estaciones de la red, ni entre la red y los valores diurnos de la estación D, ni entre las estaciones D y U.

Las tasas de pastoreo se incrementaron en el verano de 1995 en las estaciones al sur de la red, pero descendieron en las ubicadas al norte, por lo que aumentó su variabilidad ( $CV = 81\%$ ). También, se observa una tendencia a mayores tasas frente a la costa peninsular que frente a la continental (tabla 1).

El promedio para la red de estaciones fue de  $1.69 \pm 0.45 \text{ d}^{-1}$  (tabla 1). En la estación D el promedio de verano ( $2.27 \pm 0.53 \text{ d}^{-1}$ ) fue más alto que en la red y superó al observado en otoño de 1994 y primavera de 1995 (tabla 2). Durante las horas nocturnas se presentaron tasas de pastoreo más altas en las estaciones

Tabla 2. Tasas de pastoreo por el mesozooplancton ( $G \text{ d}^{-1}$ ) y el porcentaje de la producción primaria removido (% PpR), en las variaciones diurnas en dos localidades de la región central del Golfo de California. = media; CV = coeficiente de variación; nd = no disponible.

Estación	Otoño 1994			Primavera 1995			Verano 1995			Otoño 1995		
	Hora	G	% PpR	Hora	G	% PpR	Hora	G	% PpR	Hora	G	% PpR
D 1	11:10	0.20	22	14:15	1.88	107	16:10	1.02	79	20:50	0.92	72
D 2	20:00	4.18	nd	17:45	0.43	44	22:50	4.19	nd	21:30	1.11	80
D 3	01:40	0.71	60	01:25	0.40	42	07:45	1.08	nd		nd	
D 4	08:30	0.55	50	09:20	0.71	64	14:55	1.75	102		nd	
D 5	15:00	1.53	94	19:30	0.40	42	22:40	3.42	nd		nd	
D 6	nd			01:15	0.48	48	07:35	2.17	nd		nd	
D 7	nd			09:05	1.36	94	nd		nd			
X	1.44 ± 0.72			0.81 ± 0.22		63 ± 10	2.27 ± 0.53		91 ± 11	1.01 ± 0.10		76 ± 40
CV	112 %		53 %	72 %		43 %	57 %		18 %	14 %		18 %
U 1	nd			20:00	1.30	92	15:15	1.63	99	17:10	0.85	68
U 2	nd			01:30	1.08	83	01:50	0.24	26	08:30	0.85	68
U 3	nd			08:35	0.74	66	14:5	50.56	52	15:15	1.11	80
U 4	nd			14:15	0.61	58	20:4	05.12	122	19:00	0.21	23
U 5	nd			20:00	0.58	55	01:1	51.32	90		nd	
U 6	nd			02:20	0.38	40		nd			nd	
$\bar{X}$				0.78 ± 0.14		66 ± 8	1.77 ± 0.87		78 ± 17	0.75 ± 0.19		60 ± 13
CV				44 %		29 %	110%		49 %	51 %		42 %

D y U, exceptuando un valor muy bajo registrado en esta última a las 01:50. No hubo diferencias significativas ( $p > 0.05$ ) entre la red de estaciones, ni entre la red de estaciones y los valores diarios de las estaciones D y U; tampoco entre la estación D y U, ni entre los valores del día y la noche.

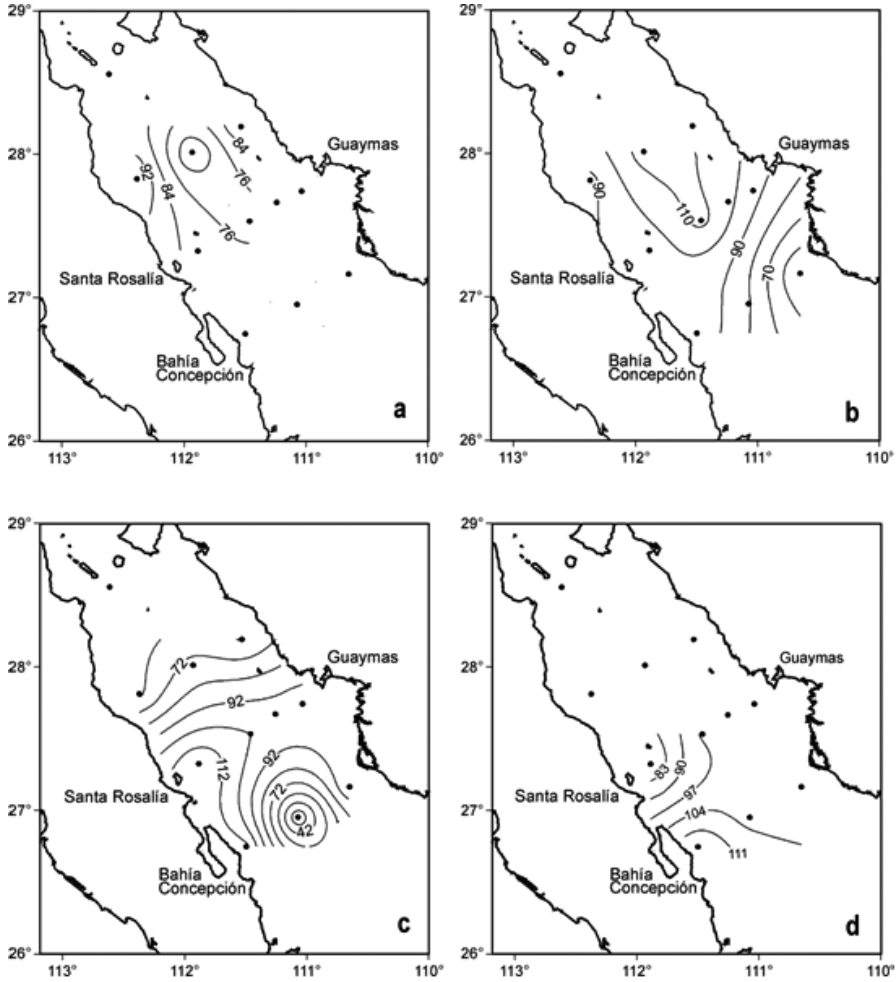
Durante otoño de 1995 las tasas de pastoreo fueron más homogéneas ( $CV = 67\%$ ) que durante el verano, con tasas de 1.01 a 1.89  $d^{-1}$ , exceptuando un valor muy alto (4.84  $d^{-1}$ ) frente a Baja California (tabla 1). En la estación D sólo se efectuaron dos estimaciones experimentales con resultados muy similares (tabla 2). En la estación U los valores fueron más bajos que en la estación D, pero muy similares entre sí. No hubo diferencias significativas ( $p > 0.05$ ) entre la red de estaciones y los valores diarios de la estación D, pero si la hubo ( $p < 0.05$ ) entre la red de estaciones y los valores diarios de la estación U durante mareas vivas.

Al igual que las tasas de pastoreo, la fracción de la PP removida por el mesozooplankton durante otoño de 1994 fue baja en el centro del golfo (tabla 1, fig. 2a). En la primavera de 1995 en el centro del golfo en los transectos norte y central se consumió más de lo que se produjo (113–115%) y la fracción no consumida aumentó hacia las costas (fig. 2b). Durante el verano, hubo un mayor consumo frente a Baja California, 22% mayor que la producción en la estación 6 (fig. 2c). El mínimo consumo se registró en la estación 8 (33%) ubicada al centro del transecto sur. Para otoño de 1995 se contó con menos datos (tabla 1), pero éstos indicaron que la producción removida estuvo entre 76 y 118% (fig. 2d).

## DISCUSIÓN

Las tasas de pastoreo presentaron variaciones espaciales y temporales dentro del área de estudio. No es sorprendente encontrar tanta variación en las tasas de pastoreo. Esto ha sido documentado en otros estudios y se atribuye a la distribución en “parches”, tanto horizontal como verticalmente, del fitoplancton y del zooplancton (Harris 1980, Mackas *et al.* 1985), así como a las fluctuaciones estacionales de ambas comunidades de organismos y el desfase en abundancia que existe entre ellas (Parsons y Takahashi 1973, Raymond 1980). Los altos coeficientes de variación en las tasas de pastoreo dan idea de cuánto cambiaron las tasas de alimentación dentro del área de estudio (tabla 1); sin embargo, a pesar de esa variación no se registraron diferencias significativas ( $p > 0.05$ ) entre las diversas zonas muestreadas (red de estaciones, valores diarios en las estaciones D y U, costa de Baja California, costa de Sonora, centro del golfo).

Figura 2. Distribución de la producción primaria consumida por el mesozooplancton durante: (a) otoño de 1994, (b) primavera de 1995, (c) verano de 1995 y (d) otoño de 1995



Temporalmente sólo se encontraron diferencias significativas entre las tasas de pastoreo de los otoños de 1994 y 1995. Éstas podrían estar sugiriendo la ocurrencia de variaciones interanuales, lo que parece estar apoyado por las diferencias marcadas en las temperaturas superficiales que se observaron de un otoño al otro ( $\sim 4.5^{\circ}\text{C}$ ). Aparentemente en este período se registraron anoma-

lías positivas de la temperatura superficial del mar (Soto-Mardones 1997). La elevación de temperatura es señal de que ocurrió un cambio en la hidrografía de la zona durante otoño de 1994, el cual provocó que disminuyeran la biomasa fitoplanctónica y la PP, y posiblemente dio lugar a las diferencias taxonómicas del zooplancton y su consecuente disminución en las tasas de pastoreo.

Deason (1980) considera que un factor que puede llevar a subestimar la importancia del pastoreo por el mesozooplancton es la distribución en parches de las poblaciones tanto del fitoplancton como del zooplancton. Los resultados aquí mostrados ponen de manifiesto la gran variabilidad de las tasas de pastoreo en distancias relativamente cortas (37–46 km), a pesar de que los experimentos se realizaron con pocas horas y días de diferencia. Es por esto que se sugiere que, para tener una idea más cercana a la realidad del papel que juega el pastoreo en la remoción del fitoplancton en una zona determinada, es conveniente realizar un gran número de experimentos de pastoreo y utilizar valores medios de todas las tasas de pastoreo obtenidas en el área de estudio.

Los valores medios de la PP removida por el mesozooplancton durante el año fueron muy variables, distribuidos en un amplio intervalo que va desde valores bajos como 15% a valores altos como 122%. Sin embargo, estos valores medios de remoción están dentro del intervalo de valores reportados en la literatura (Walsh 1976, Walsh *et al.* 1980, Dagg *et al.* 1980, Joiris *et al.* 1982, Boyd y Smith 1983, Cox *et al.* 1983, Roman *et al.* 1993).

De acuerdo con los resultados expuestos, en algunos lugares y épocas del año la PP no alcanza a ser removida en su totalidad por el pastoreo; parte de estos excedentes, vía sedimentación, son exportados hacia el fondo del mar. Esto confirma parcialmente los resultados de Thunell *et al.* (1993, 1994), quienes colocaron trampas de sedimentos a 500 m de profundidad en las cuencas de Guaymas y del Carmen, y encontraron que de mayo a octubre existe un bajo flujo de sílice biogénico hacia el fondo del océano, seguido de un rápido incremento durante noviembre, manteniéndose flujos elevados hasta abril. Sin embargo, los resultados encontrados en el presente trabajo sugieren que el flujo hacia el fondo del océano no es homogéneo en toda la cuenca.

Los mayores excedentes se presentaron durante la primavera frente a la costa de Sonora, en donde poco más del 50% de la producción no fue consumida, mientras que en el centro del golfo se mostró un déficit que posiblemente es cubierto por material transportado desde la costa de Sonora. Otra época en la que se observaron excedentes fue durante los otoños (1994 y 1995), cuando se observaron zonas en donde entre el 24–40% de la PP no fue consumida.

Durante el verano la PP fue removida casi en su totalidad del transecto central hacia el sur, especialmente frente a la costa de Baja California en donde se consumió hasta 22% más de lo que se produjo. Este déficit aparentemente podría estar compensado por agua con alto contenido de materia orgánica que sale de Bahía Concepción (Martínez-López y Gárate-Lizárraga 1997).

Se conoce que muchos copépodos herbívoros presentan ritmos en el proceso de alimentación y que estos parecen estar relacionados con los ciclos diurnos de luz. La mayoría de las evidencias indican que los copépodos se alimentan más activamente durante la noche (Boyd *et al.* 1980, Kiorboe *et al.* 1985, Stearns 1986, García-Pámanes 1989, Ishii 1990), aunque hay también estudios en los que no se han encontrado diferencias entre el día y la noche (Omori y Ikeda 1984). Las tasas de pastoreo registradas durante las variaciones diurnas que se efectuaron en las estaciones D y U (tabla 2), no mostraron diferencias significativas entre el día y la noche. Al igual que en la red de estaciones, aquí también existieron altos coeficientes de variación y posiblemente las diferencias quedaron enmascaradas por la gran variación que presentaron dichas tasas.

Las variaciones espaciales que se observaron en las tasas de pastoreo en la red de estaciones, parece que no sólo se deben a la hora del día en que se realizó el experimento, como se observa en los resultados de las variaciones diurnas, sino también deben estar relacionadas con la abundancia y el tipo de alimento que se encuentra en el medio.

Existe poca información en la literatura sobre tasas de pastoreo de la comunidad en el medio natural. En general, los valores mostrados son comparables con los reportados por García-Pámanes (1989) para la zona costera de Baja

Tabla 3. Comparación de las tasas de pastoreo por el mesozooplancton ( $G d^{-1}$ ) y el porcentaje de la producción primaria (% Pp R)

Localidad	Método	G	% PpR	Fuente
Estuario (Atlántico)	$^{14}C$	0.6-2.3	-----	Watras <i>et al.</i> 1985
Zona Costera (Pacífico)	$^{14}C$	1.6-3.2	-----	García-Pámanes 1989
Zona Costera (Pacífico)	Chl $\alpha$	0.0-2.5	0-178	Lara-Lara y Matus-Hernández 1997
Golfo de California	$^{14}C$	0.13-5.12	15-122	Este estudio

California y los de Watras *et al.* (1985) para una zona estuarina, pero son más altos que los reportados por Lara-Lara y Matus-Hernández (1997) para la Bahía de Todos Santos, Baja California (tabla 3). Estas diferencias podrían deberse a la metodología utilizada, ya que mientras García-Pámanes y Watras *et al.* utilizaron radiotrazadores, Lara-Lara y Matus-Hernández utilizaron el cambio en la concentración de Chl *a*.

En resumen, se concluye que el mesozooplankton, vía el pastoreo, tiene un rol importante que define el rumbo de los flujos de carbono ya sea hacia el medio pelágico o hacia el medio bentónico. Esto, sin duda, debe de influir en la estructura de las comunidades del Golfo de California y en la magnitud de los reservorios y flujos de carbono de este ecosistema.

## AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Roberto Millán Núñez por facilitar el uso del contador de centelleo líquido; a los capitanes y las tripulaciones del B/O Francisco de Ulloa del CICESE y del B/O El Puma de la UNAM, por su colaboración durante los muestreos; a J. M Domínguez y F. Ponce por su apoyo en la elaboración de las figuras. El primer autor tuvo una beca de CONACYT durante su estancia en CICESE. Esta investigación fue apoyada por CONACYT, con el proyecto T9201-1111, y el proyecto CONACYT Clave SEP-2004-C01-45813, titulado Flujos de Carbono: Fuentes y sumideros en los márgenes continentales en el Pacífico mexicano.

## BIBLIOGRAFÍA

- Boyd CM, Smith SL, Cowles TJ. 1980. Grazing patterns of copepods in the upwelling system off Peru. *Limnol. Oceanogr.* 25: 583–596.
- Boyd CM, Smith SL. 1983. Plankton, upwelling and coastally trapped waves off Peru. *Deep-Sea Res.* 30: 723–742.
- Brinton E, Fleminger A, Siegel-Causey D. 1986. The temperate and tropical planktonic biotas of the Gulf of California. *CalCOFI Rep.* 27: 228–266.
- Calbet A, Landry MR. 1999. Mesozooplankton influences on the microbial food web: Direct and indirect trophic interactions in the oligotrophic open ocean. *Limnol. Oceanogr.* 44: 1370–1380.
- Carlotti F, Giske F, Werner F. 2000. Modeling zooplankton dynamics. En: Harris RP, Wiebe P, Lenz J, Skjodal HR, Huntley M (eds.), *ICES zooplankton methodology manual*. Academic Press. Pp. 571–667.

- Chamberlin WS, Booth CR, Kiefer DA, Morrow JH, Murphy RC. 1990. Evidence for a simple relationship between natural fluorescence, photosynthesis, and chlorophyll in the sea. *Deep-Sea Res.* 37: 951–973.
- Conover JR. 1956. Oceanography of Long Island Sound, 1952-1954, VI. Biology of *Acartia clausi* and *A. tonsa*. *Bull. Bingham Oc. Coll.* 15: 156–233.
- Conover JR. 1980. General rules of grazing in pelagic ecosystems. En: Falkowski PG (ed.), Primary productivity in the sea. Plenum Press, New York. Pp. 461–485.
- Cox JL, Willason S, Harding L. 1983. Consequences of distributional heterogeneity of *Calanus pacificus* grazing. *Bull. Mar. Sci.* 33: 213–226.
- Dagg MJ. 1995. Copepod grazing and the fate of phytoplankton in the northern Gulf of Mexico. *Cont. Shelf Res.* 15: 1303–1317.
- Dagg M, Cowles T, Whitledge T, Smith S, Howe S, Judkins D. 1980. Grazing and excretion by zooplankton in the Peru upwelling system during April 1977. *Deep-Sea Res.* 27: 43–59.
- Deason EE. 1980. Grazing of *Acartia hudsonica* (*A. clausi*) on *Skeletonema costatum* in Narragansett Bay (USA): Influence of food concentration and temperature. *Mar. Biol.* 60: 101–113.
- Friedman MM, Strickler JR. 1975. Chemoreceptors and feeding in calanoid copepod (Arthropoda: Crustacea). *Proceedings of the Academy of Natural Sciences*, 72: 4185–4188.
- Frost BW. 1972. Effects of size and concentration of food particles on the feeding behavior of the marine planktonic copepod *Calanus pacificus*. *Limnol. Oceanogr.* 17: 805–815.
- García-Pámanes J, Lara-Lara JR, Gaxiola-Castro G. 1991. Daily zooplankton filtration rates off Baja California. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 32: 503–510.
- García-Pámanes J. 1989. Variación día-día de las tasas de pastoreo zooplanctónico frente a Baja California, México. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada. Tesis de Maestría. 61 pp.
- Haney JF. 1973. An *in situ* examination of the grazing activities of natural zooplankton communities. *Arch. Hydrobiol.* 72: 87–132.
- Harris GP. 1980. Temporal and spatial scales in phytoplankton ecology. Mechanisms, methods, models, and management. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 37: 877–900.
- Holm-Hansen O, Lorenzen CJ, Holmes RW, Strickland DH. 1965. Fluorimetric determination of chlorophyll. *J. Cons. Inter. l'Exploration de la Mer.* 30: 3–15.
- Huntley M, Gonzalez A, Zhu Y, Zhou M, Irigoien X. 2000. Zooplankton dynamics in a mesoscale eddy-jet system off California. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 201:165–178.
- Ishii H. 1990. In situ feeding rhythms of herbivorous copepods and the effect of starvation. *Mar. Biol.* 105: 91–98.



- Joiris C, Billen G, Lancelot C, Daro MH, Mommaerts JP, Bertels A, Bossicart M, Nijs J, Hecq JH. 1982. A budget of carbon cycling in the Belgian coast zone: relative roles of zooplankton, bacterioplankton and benthos in the utilization of primary production. *Neth. J. Sea Res.* 16: 260–275.
- Kiefer DA, Chamberlin WS, Booth CR. 1989. Natural fluorescence of chlorophyll *a*: relationship to photosynthesis and chlorophyll concentration in the western south Pacific gyre. *Limnol. Oceanogr.* 34: 868–881.
- Kiorboe T, Mohlenberg F, Riisgard HV. 1985. In situ feeding rates of planktonic copepods: A comparison of four methods. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 88: 67–81.
- Lara-Lara JR, Matus-Hernández ME. 1997. Daily zooplankton grazing rates off the coast of Baja California. *Cienc. Mar.* 23: 71–81.
- Louanchi F, Najjar RG. 2000. A global monthly climatology of phosphate, nitrate, and silicate in the upper ocean: spring-summer export production and shallow remineralization. *Global Biogeochem. Cycles* 14: 957–977
- Mackas DL, Kenneth L, Abbott MR. 1985. Plankton patchiness: Biology in the physical vernacular. *Bull. Mar. Sci.* 37: 652–674.
- Martínez-López A, Gárate-Lizárraga I. 1997. Variación diurna de la materia orgánica particulada en una laguna costera del Golfo de California. *Rev. Biol. Trop.* 45: 1310–1317.
- Omori M, Ikeda T. 1984. *Methods in marine zooplankton ecology*. John Wiley y Sons. 332 pp.
- Parsons TR, LeBrasseur RJ. 1970. The availability of food to different trophic levels in marine food chain. En: Steele JH (ed.), *Marine food chains*. Oliver Boyd. Edinburgh. Pp. 325–343.
- Parsons TR, Takahashi M. 1973. *Biological oceanographic processes*. Pergamon Press. Oxford, New York, Toronto. 186 pp.
- Poulet SA, Marzot P. 1978. Chemosensory grazing by marine calanoid copepods (Arthropoda: Crustacea). *Science* 200: 1403–1405.
- Raymont JEG. 1980. *Plankton and productivity in the oceans*. 2nd ed. Vol. 1. Pergamon Press, Oxford. 489 pp.
- Roman MR, Dam HD, Gauzens AL, Napp JM. 1993. Zooplankton biomass and grazing at the JGOFS Sargasso Sea time series station. *Deep-Sea Res.* 40: 883–901.
- Siegel S. 1979. *Estadística no paramétrica*. Editorial Trillas, México. 245 pp.
- Sierszen ME, Watras CJ. 1987. Rapid-freeze preservation minimizes radioisotope leakage from zooplankton in feeding experiments. *J. Plankton Res.* 9: 945–953.
- Soto-Mardones LA. 1997. Variabilidad espacio temporal de la temperatura superficial del mar en el Golfo de California. Tesis de Maestría, Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada. 108 pp.

- Stearns D. 1986. Copepod grazing behavior in simulated natural light and its relation to nocturnal feeding. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 30: 65–76.
- Thunell RC, Pride C, Tappa E, Muller-Karger F. 1993. Varve formation in the Gulf of California: insights from time series sediment trap sampling and remote sensing. *Quat. Sci. Rev.* 12: 451–464.
- Thunell RC, Pride C, Tappa E, Muller-Karger F. 1994. Biogenic silica fluxes and accumulation rates in the Gulf of California. *Geology* 22: 303–306.
- Vidal J. 1980. Physioecology of zooplankton. I. Effects of phytoplankton concentration, temperature, and body size on the growth rate of *Calanus pacificus* and *Pseudocalanus* sp. *Mar. Biol.* 56: 111–134.
- Vollenweider RA. 1965. Calculation models of photosynthesis-depth curves and some implications regarding day rate estimates in primary production measurements. En: Goldman CR (ed.), *Primary Productivity in Aquatic Environments*. Ist. Ital. Idrobiol. 18 Suppl. Univ. of California Press, Berkeley. Pp. 425–457.
- Wakeham SG, Lee S. 1993. Production, transport, and alteration of particulate organic matter in the marine water column. En: Engel MH, Macko SA. (eds.), *Organic Geochemistry*. Plenum Press, N.Y. Pp. 145–169.
- Walsh JJ. 1976. Herbivores as a factor in patterns of nutrient utilization in the sea. *Limnol. Oceanogr.* 21: 1–13.
- Walsh JJ, Whitley TE, Esaias WE, Smith RL, Huntsman SA, Santander H, de Mendola BR. 1980. The spawning habitat of the Peruvian anchovy, *Engraulis ringens*. *Deep-Sea Res.* 27A: 1–27.
- Watras CJ, Garcon VC, Olson RJ, Chisholm SW, Anderson DM. 1985. The effect of zooplankton grazing on estuarine bloom of the toxic dinoflagellate *Gonyaulax tamerensis*. *J. Plankton Res.* 7: 891–908.
- Yentsch CS, Menzel D. 1963. A method for the determination of phytoplankton chlorophyll and phaeophytin by fluorescence. *Deep-Sea Res.* 10: 221–231.
- Zeitzschel B. 1970. The quality, composition and distribution of suspended particulate matter in the Gulf of California. *Mar. Biol.* 7: 305–318.



Tercera parte

---

*El carbono en aguas  
costeras y lacustres*



## 10 VARIABILIDAD DEL CARBONO ORGÁNICO PARTICULADO EN UNA LAGUNA SOMERA DE BAJA CALIFORNIA

---

*J.R. Hernández-Alfonso, A. Martínez-López  
y A.N. Maeda-Martínez*

### INTRODUCCIÓN

La zona costera cubre aproximadamente 7 % de la superficie terrestre (Gatuso *et al.* 1998). Esta zona constituye una de las áreas más activas geoquímica y biológicamente, englobando entre 14 y 30% de la producción primaria del océano (Gatuso *et al.* 1998). Sus lagunas costeras son consideradas como contribuyentes importantes de carbono y otros nutrientes hacia los ecosistemas adyacentes (Young *et al.* 2005).

En los ecosistemas lagunares la disponibilidad del carbono en forma particulada está influenciada por diversos factores de diferente escala espacial y temporal. Dentro de éstos se pueden mencionar la estacionalidad, la mezcla de la columna de agua, la velocidad y dirección del viento, así como, la marea junto con la corriente que está produce, que en conjunto determinan la disponibilidad del material orgánico particulado, que potencialmente puede ser alimento para los organismos filtradores bentónicos (Smaal y Haas 1997).

Como parte del material particulado, el carbono orgánico de origen fitoplanctónico (CF) puede constituir la principal fuente de alimento para los organismos bentónicos, por lo que la gran mayoría de los cultivos naturales de moluscos bivalvos se encuentran localizados en cuerpos costeros semi-cerrados con un canal de comunicación poco profundo con el océano abierto. Sin embargo, en algunos otros cuerpos de agua como Bahía Concepción, BCS,

México, el carbono orgánico proveniente de los detritos es un componente de alto valor nutritivo y complementario al CF (Martínez-López y Gárate-Lizárraga 1994). El carbono proveniente de los detritos como el del fitoplancton, afecta de manera directa el crecimiento de los organismos fitoalimentadores como es el caso de los moluscos bivalvos (Penney *et al.* 2001), debido a su diferente calidad nutricional (Zeitzschel 1970).

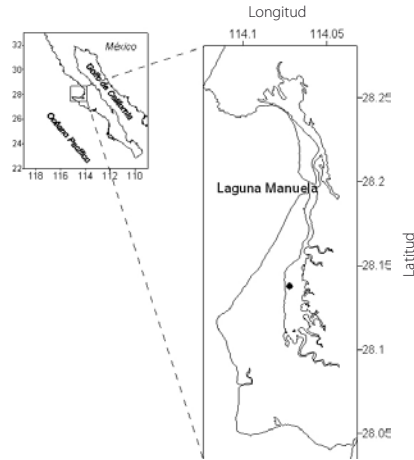
El aporte de CF al material particulado se ve afectado por procesos físicos y oceanográficos, siendo la variación más importante debida a la disponibilidad de nutrientes, ya que éstos regulan el crecimiento del fitoplancton (Casas *et al.* 1997). En las lagunas costeras del litoral mexicano la disponibilidad de nutrientes promueve una fuerte estacionalidad en la proliferación del fitoplancton. Esto implica una variación a lo largo del año en la fuente de carbono del material particulado en estos sistemas. En este sentido son pocos los trabajos que aportan información sobre las variaciones en la concentración de carbono orgánico del material particulado y sobre la contribución del fitoplancton a ésta biomasa.

Pocos han sido los estudios llevados a cabo en la zona de Laguna Manuela, no obstante el uso que de ella se hace para el cultivo de especies de importancia comercial como la almeja mano de león (*Nodipecten subnodosus*). Por ésta razón, en este estudio se describen para Laguna Manuela los principales cambios estacionales de la contribución porcentual del fitoplancton a la biomasa del carbono orgánico particulado de inicio de 2002 a principios de 2004, basados en estimaciones quincenales, con el objetivo de establecer la primera serie de observaciones sobre el carbono en este cuerpo de agua y de ponderar el papel que juega el fitoplancton en el mismo.

## MATERIALES Y MÉTODOS

Laguna Manuela, BC, se localiza entre los 28°12'–28°17'N y 114°06'–114°07'W (fig. 1), aproximadamente 30 km al norte de Guerrero Negro, BCS. Perteneció al complejo lagunar Ojo de Liebre-Guerrero Negro; tiene un área de 16.7 km<sup>2</sup> y una longitud de 16 km (Islas *et al.* 1982). Se llevaron a cabo muestreos de campo de febrero de 2002 a febrero de 2004, con una periodicidad aproximada de quince días, en una estación fija en la zona sur de la laguna (fig. 1), donde existen cultivos de la almeja mano de león (*Nodipecten subnodosus*), pertenecientes a la empresa MariMex, SA de CV. La temperatura del agua de mar fue registrada con un termógrafo situado en el área circundante a los cultivos. Asimismo, se colectaron muestras de agua de mar mediante una botella Van

Figura 1. Mapa de Laguna Manuela, BC, mostrando la posición (●) del sitio de monitoreo



Dorn horizontal de 3 l de capacidad, lo más cercano a donde se encontraban los organismos en cultivo. El agua recolectada fue colocada en una garrafa de plástico flexible de 4 l, que fue conservada a 4 °C y en oscuridad en una hielera hasta su posterior filtración en el laboratorio. El material particulado se concentró en filtros de fibra de vidrio GF/F marca Whatman de 47 mm de diámetro para el análisis de clorofila *a* (Chl *a*) y de 25 mm de diámetro para el de carbono y nitrógeno (Ríos y Fraga 1987). Para la determinación de Chl *a* se filtraron entre 1 y 1.5 l de agua de mar. La filtración se realizó al vacío, a una presión aproximada de un tercio de atmósfera. Los filtros fueron congelados a -20 °C hasta su extracción en acetona al 90% por 24 h (Venrick y Haywar 1984) y posteriormente los extractos fueron analizados mediante un espectrofotómetro. Los cálculos para la determinación de Chl *a* se hicieron de acuerdo a las ecuaciones de Jeffrey y Humphrey (1975). Los carbonatos en el análisis del carbono y nitrógeno fueron eliminados exponiendo los filtros a vapores de ácido clorhídrico concentrado en un desecador durante 24 h (Schubert y Nielsen 2000). Posteriormente fueron secados en una estufa (horno) a 60°C por un período de 24 h. Cada muestra fue pesada tres veces en una balanza analítica para obtener el peso total del material libre de carbonatos. El análisis del carbono y nitrógeno orgánicos, se llevó a cabo en un analizador Leeman Labs modelo CE440, en donde el material es quemado a alta temperatura en presencia de oxígeno. La mezcla resultante es óxido de nitrógeno, dióxido



de carbono, agua y oxígeno. El oxígeno residual es eliminado y el óxido de nitrógeno es reducido a nitrógeno elemental. La mezcla resultante es pasada a un detector de conductividad térmica en donde se estima la concentración de agua y, por lo tanto, el aumento de nitrógeno en la muestra original. Una medición similar se realizó con el dióxido de carbono para determinar el contenido de carbono. Una vez obtenidos los valores para cada componente, éstos son corregidos substrayendo el valor del filtro blanco al peso total de la muestra. Las concentraciones finales son obtenidas dividiendo el peso del elemento ( $\mu\text{g}$ ) entre el volumen filtrado (l) de agua de mar. La razón carbono/nitrógeno (C/N) se obtiene dividiendo la concentración de carbono entre la concentración de nitrógeno.

La estimación del carbono fitoplanctónico (CF) y no fitoplanctónico (CNF) se realizó por el método propuesto por Lancelot–Van Beverent (1980), que consiste en una regresión lineal simple entre la Chl *a* y el carbono orgánico. La pendiente de la ecuación representa un aproximado del CF por unidad de Chl *a* y la intersección con el eje de las abscisas (Y) representa un estimado del CNF (fig. 2). Obtenida la ecuación de regresión, se calcula la contribución porcentual de cada uno de los componentes mediante las siguientes fórmulas:

$$C_F = (b \times \text{Cl } a / p) \times 100 \text{ y } C_{NF} = 100 - CF$$

en donde  $C_F$  es la contribución fotosintética (%),  $C_{NF}$  es la contribución no fotosintética (%), *b* es la pendiente de la ecuación de regresión, *p* es la concentración promedio de carbono orgánico y Cl *a* es el promedio de la concentración de Chl *a*.

Además, las concentraciones de Chl *a* fueron convertidas a carbono fitoplanctónico (CF) usando un valor de 40, el cual es considerado como válido para las zonas de surgencias del Pacífico Noroccidental (Eppley *et al.* 1977). El valor de 40 se consideró adecuado dado que se ha reportado que plumas de agua de surgencias de la zona entre Punta Baja y Punta Canoas, penetran por la parte norte a Bahía Sebastián Vizcaíno (Amador-Buenrostro *et al.* 1995), haciendo posible su influencia en Laguna Manuela. La  $C_F$  fue comparada con las concentraciones estandarizadas de carbono orgánico (CO) cuantificado por el método del analizador elemental para obtener su contribución porcentual a la biomasa orgánica:

$$C_F (\%) = (CF \times 100) / CO$$



Figura 3. Regresión lineal entre clorofila *a* y carbono orgánico mediante el método de Lancelot-Van Beverent (1980) para la estimación de la contribución fotosintética y no fotosintética a la biomasa orgánica del carbono particulado, mostrando la ecuación de regresión lineal y el coeficiente de correlación entre las variables

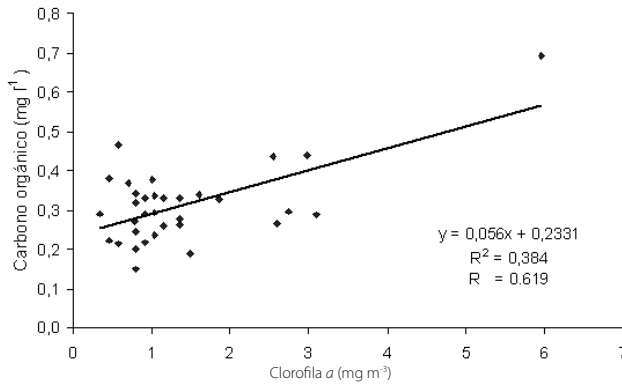
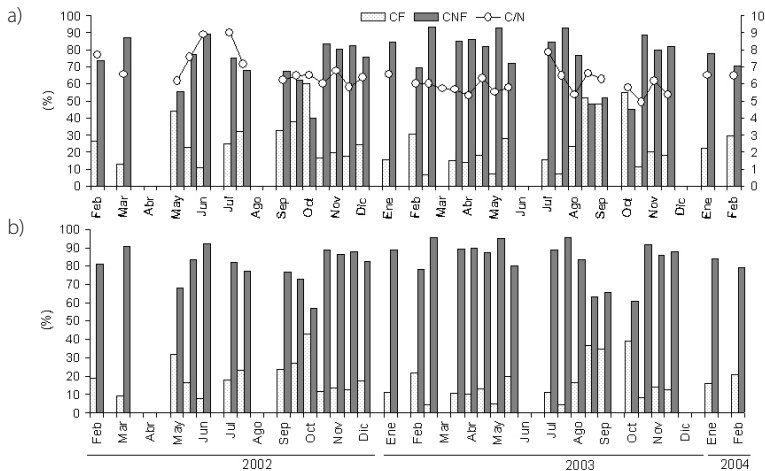


Figura 4. Porcentajes de la Contribución Fotosintética y Contribución No Fotosintética obtenidos mediante: (a) la ecuación de la regresión y (b) a través de la relación carbono-clorofila = 40, la línea o—o corresponde a los valores de la relación C/N. Los espacios vacíos indican falta de datos



periodo comprendido entre el 17 de julio y el 16 de octubre (verano–inicios de otoño) de 2002. Durante este periodo se observó un incremento gradual hasta la máxima calculada (60 %) en octubre (fig. 4a). Una situación similar se presentó durante 2003 entre el 7 de agosto y el 10 de octubre cuando se alcanzaron valores cercanos a 50 % (fig. 4a). Los periodos de incremento de  $C_F$  se presentaron durante las mismas épocas del año que van de mitad del verano a inicios de otoño aproximadamente, en tanto que  $C_{NF}$  mantuvo porcentajes cercanos a 70 % con una disminución importante y coincidente, en el mes de octubre de 2002 y 2003, cuando dominó  $C_F$ .

Los valores de  $C_F$  y  $C_{NF}$  obtenidos a través de la relación carbono/clorofila (40) presentaron gran variabilidad, con una dominancia de CNF (fig. 4b). Por su parte, CF mantuvo la misma tendencia que el valor obtenido mediante la ecuación de regresión durante todo el período de estudio con una diferencia aproximada de 12% entre ambas estimaciones, siendo consistentemente mayor mediante el método de regresión lineal (fig. 4a, b).

A partir de los valores de carbono y nitrógeno, se calculó la razón C/N, la cual se mantuvo entre 5 y 7 durante la mayor parte de los muestreos con excepción de los meses de mayo, junio y julio de 2002, y el 5 de julio de 2003, cuando osciló entre 8 y 9 (fig. 4b).

## DISCUSIÓN

Existen diferentes métodos indirectos para determinar la contribución del fitoplancton al carbono particulado. Esta contribución es una fracción cambiante del carbono orgánico total, proviene de las proliferaciones del fitoplancton y/o de sus agregaciones en donde excede al carbono orgánico de los detritos. El análisis de regresión entre la Chl *a* y el carbono orgánico resulta de gran utilidad para ponderar el origen del carbono en los ambientes marinos, dado que metodológicamente hasta la fecha es imposible separar los componentes del material particulado suspendido en el océano. La validez de éste método estadístico depende de una correcta interpretación de la variación temporal de los parámetros utilizados (Lancelot–Van Beverent 1980). Mediante este método se ha estimado una contribución porcentual del carbono fitoplanctónico de entre 70 y 80 % del carbono orgánico, mientras que el 20 y 30 % restante se atribuye al carbono originado por los detritos (Eppley *et al.* 1977). Sin embargo, en Laguna Manuela los resultados de éste estudio muestran el predominio del CNF (detrítico), lo que pudiera representar condiciones particulares de Laguna Manuela en donde el material particulado tiene varios contribuyentes al material detrítico.

Para Laguna Manuela, dado que no existen antecedentes de estimaciones de carbono y Chl *a*, el usar dos métodos alternativos para conocer la cantidad de carbono aportado por el fitoplancton suple la carencia de datos previos. Así, la contribución porcentual de este componente y de los detritos calculados en este estudio permitió comprobar que, la relación carbono orgánico/clorofila próxima a 40:1 fue adecuada una vez que fue muy cercana a la obtenida a través del otro método. Esta relación es considerada válida para las zonas de surgencias del Pacífico noroccidental (Eppley *et al.* 1977) y es muy similar a la propuesta para el Golfo de California (37.8) (Zeitzschel 1970), así como, para otras áreas con condiciones favorables para el crecimiento del fitoplancton (Figueiras y Niell 1987, Popowski y Borrero 1992).

En cuanto al método de regresión lineal, la correlación encontrada para Laguna Manuela fue significativa ( $p = 0.99$ ,  $r = 0.619$ ) y el coeficiente de determinación  $r^2$  de 0.384, de tal forma que 38.4% de la variación del carbono puede ser explicada por las variaciones en Chl *a*. En diferentes estudios se han encontrado resultados semejantes para otras regiones del mundo (Smetacek y Hendrikson 1979, Popowski y Borrero 1992), incluyendo áreas similares a la de Laguna Manuela, como la región de afloramiento del noroeste de España (Varela *et al.* 1988). Sin embargo, el porcentaje de variación del carbono explicado por la Chl *a* fue relativamente bajo, por lo que este método debe usarse con ciertas reservas. El valor de  $r^2$  puede ser debido a las adaptaciones fisiológicas del fitoplancton derivadas de la cantidad de luz, disponibilidad de nutrientes y temperatura (Figueiras y Niell 1987). En este trabajo no se estudió la ecofisiología del fitoplancton, lo cual limita la comprensión de su respuesta a los cambios en el ambiente.

No obstante, las limitaciones de los métodos empleados en la cuantificación del  $C_F$  para Laguna Manuela, sus resultados difieren en alrededor de 12%. Esta diferencia nos indica que éstos son de utilidad comparable para estimar la biomasa del fitoplancton en este cuerpo de agua y para ponderar la contribución del material detrítico al carbono particulado. Los resultados coinciden con los de otros autores (tabla 1), haciendo patente que es común encontrar el dominio del material detrítico sobre el componente vivo del carbono orgánico particulado (planctónico) (Margalef 1983). Estos valores corroboran la existencia de un aporte de materia orgánica marina degradada a la columna de agua, cuyo origen puede ser variado.

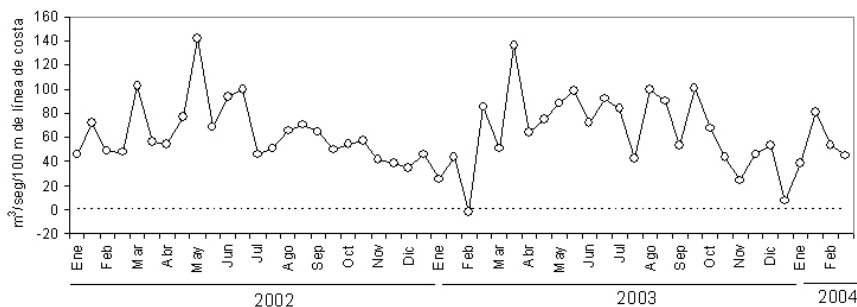
En este sentido las razones C/N muestran el predominio de valores entre 5 y 7 (característicos del fitoplancton) durante la mayor parte del período de estudio. Estos valores contrastan con los valores estimados de  $C_{NF}$  (> 50 %)

Tabla 1. Contribución porcentual de los detritos a la biomasa orgánica del carbono particulado en diferentes regiones del mundo

Lugar	Contribución (%)	Autor
Islas Canarias	95.67	Real <i>et al.</i> (1981)
Plataforma de Galicia	88.44	Varela <i>et al.</i> (1988)
Golfo de California	88.60	Zeitzschel (1970)
Golfo de Batabanó	76.37	Popowski <i>et al.</i> (1992)
Laguna Manuela	50-70	Este estudio

que indican un dominio del material detrítico en Laguna Manuela. Valores de C/N característicos del fitoplancton han sido reportados en diferentes condiciones ambientales y ecosistemas a nivel mundial (Ríos y Fraga 1987). Sin embargo, los resultados del porcentaje de participación de los detritos sugieren que los valores bajos de C/N calculados en éste estudio, son debidos principalmente a que son detritos primarios de origen fitoplanctónico (Pomeroy 1979, Varela *et al.* 1988). Según estos resultados las condiciones de Laguna Manuela son favorables para el crecimiento del fitoplancton debido a la posible afectación de esta laguna por agua enriquecida proveniente de las áreas de surgencias ubicadas al sur de Punta Baja y Punta Canoas (Bakun y Nelson 1977, Amador–Buenrostro *et al.* 1995). Esta situación ha sido reportada para cuerpos costeros cercanos a otras áreas de surgencias (Figueiras y Niell 1987). En los años estudiados la ocurrencia de afloramiento de agua profunda y rica en nutrientes en esta región ocurre a lo largo del año, pero

Figura 5. Serie de tiempo de la anomalía del índice de surgencias frente a Baja California (30°N, 119°W) de febrero de 2002 a febrero de 2004



con mayor intensidad entre mayo y septiembre como lo señalan el índice de surgencias (fig. 5) y los incrementos en la contribución del fitoplancton al carbono particulado.

La fuente de material detrítico puede ser variada e incluye otros componentes además del fitoplancton. En este estudio cuando los valores de C/N fueron  $>7$ , durante periodos limitados de tiempo, se infiere un componente secundario dominante cuyo origen serían las macrofitas, heces del zooplancton o material particulado proveniente de la resuspensión de sedimentos por acción de las corrientes de marea (Silverberg *et al.* 2004). El componente detrítico puede ser relevante en ambientes someros semejantes al sitio de estudio y sustentar a las poblaciones de organismos bentónicos. En el caso de Laguna Manuela los resultados muestran el potencial del material detrítico como fuente de alimento para las poblaciones naturales de moluscos filtradores, así como para los moluscos bajo cultivo como la almeja mano de león.

## CONCLUSIÓN

El uso de éste tipo de métodos para cuantificar el papel que juega el fitoplancton en cuanto a su contribución al carbono orgánico del material particulado de Laguna Manuela, es recomendable. No obstante, se sugiere utilizar preferentemente el método de regresión lineal simple para estimar la contribución de fitoplancton a la biomasa del carbono orgánico más que el de la relación carbono/clorofila, la cual presenta una mayor variabilidad derivada de factores ambientales tales como la cantidad de luz, temperatura y disponibilidad de nutrientes. Se reconoce la necesidad de obtener series de tiempo de las variables analizadas a fin de generar relaciones C/Chl *a* y C/N propias del área de estudio, que pudieran derivar en estimaciones más precisas en el futuro.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue desarrollado bajo el auspicio del proyecto CONACyT “Relación entre la fisiología *antemortem* y la bioquímica *posmortem* en la almeja catarina (*Argopecten ventricosus*)”. Los dos primeros autores son becarios COFAA-IPN.

## BIBLIOGRAFÍA

- Amador-Buenrostro A, Argote-Espinoza MA, Mancilla-Peraza M. 1995. Variaciones de periodo corto de circulación anticiclónica en Bahía Sebastián Vizcaíno, BC. *Cienc. Mar.* 21 (2): 201–223.
- Bakun A, Nelson CS. 1977. Climatology of upwelling related processes off Baja California. *CalCOFI Rep.* 19: 107–127.
- Casas B, Varela M, Canle M, González N, Bode A. 1997. Seasonal variations of nutrients, seston and phytoplankton, and upwelling intensity off La Coruña (NW Spain). *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 44: 767–778.
- Eppley RW, Harrison WG, Chisholm SW, Stewart E. 1977. Particulate organic matter in surface waters off Southern California and its relationship to phytoplankton. *J. Mar. Res.* 35: 671–695.
- Figueiras FG, Niell FX. 1987. Relaciones entre carbono, nitrógeno y clorofila *a* en la ría de Pontevedra, NO de España, *Investigación Pesquera* 51(1): 2–21.
- Gattuso J-P, Frankignoulle M, Wollast R. 1998. Carbon and carbonate metabolism in coastal aquatic ecosystems. *Annu. Rev. Ecol. Syst.* 29: 405–34.
- Islas OR, Guardado V, Pérez AM. 1982. Crecimiento y sobrevivencia del ostión japonés (*Crassostrea gigas*) en la laguna Manuela: B. C., México. *Cienc. Mar.* 8: 47–54.
- Jeffrey SW, Humphrey GF. 1975. New spectrophotometric equations for the determining chlorophylls *a*, *b*, *c1* and *c2* in higher plants, algae and natural phytoplankton. *Biochem. Physiol. Pflanzen* 167: 191–194.
- Lancelot-Van Beverent C. 1980. A statistical method to estimate the biochemical composition of phytoplankton in the southern bight of the North Sea. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 10: 467–478.
- Margalef R. 1983. *Limnología*. Ediciones Omega, Barcelona, España. 750 pp.
- Martínez-López A, Gárate-Lizárraga I. 1994. Cantidad y calidad de la materia orgánica particulada en Bahía Concepción en la temporada de reproducción de la almeja catarina *Argopecten circularis* (Sowerby, 1835). *Cienc. Mar.* 20:301–320.
- Penney RW, Mc Kenzie CH, Mills TJ. 2001. Assessment of the particulate food supply available for mussel (*Mytilus* spp.) farming in a semi-enclosed, northern inlet. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 53: 107–121.
- Pomeroy L.R. 1979. Secondary production mechanisms of continental shelf communities. En: Livingston RJ (ed.), *Ecological Processes in Coastal and Marine Systems*. Marine Science vol. 10. Plenum Press, New York, pp. 163–186.
- Popowski CA, Borrero AN. 1992. Contenido de carbono, fósforo, clorofila y densidad de células del nanofitoplancton en el Golfo de Batabanó, Cuba. *Rep. Invest. Inst. Oceanol. Acad. Cienc. Cuba* 10: 1–27.



- Popowski CA, Campos HA, Borrero AN. 1992. Contenido de la materia orgánica en suspensión en las aguas del Golfo de Batabanó, Cuba. *Rep. Invest. Inst. Oceanol. Acad. Cienc. Cuba* 10: 1–27.
- Real F, De Armas JD, Braum JG. 1981. Distribución espacial de la clorofila y del carbono orgánico particulado en aguas costeras superficiales de las islas Canarias. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.* 6: 109–115.
- Ríos AF, Fraga F. 1987. Composición química elemental de plancton marino. *Investigación Pesquera* 51: 619–632.
- Schubert CJ, Nielsen B. 2000. Effects of decarbonation treatment on  $\delta^{13}\text{C}$  values in marine sediments. *Mar. Chem.* 72: 55–59.
- Silverberg N, Martínez LA, Agúñiga S, Carriquiry JD, Romero N, Shumilin E, Cota S. 2004. Contrasts in sedimentation flux below the southern California Current in late 1996 and during the El Niño event of 1997–98. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 59: 575–587.
- Smaal AC, Hass HA. 1997. Seston dynamics and food availability on Mussel and cocle beds. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 45: 247–259.
- Smetacek VS, Hendrickson P. 1979. Composition of particulate organic matter in Kiel Bight in relation to phytoplankton succession. *Oceanol. Acta* 2: 287–298.
- Varela M, Alvarez-Ossorio MT, Valdés L, Cal R, Miranda A, De Santiago G, Costas E. 1988. Partición de la materia orgánica particulada en el área de afloramiento de la plataforma de Galicia (NO España) durante la campaña Breogán 684. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.* 5: 97–108.
- Venrick E, Hayward T. 1984. Determining chlorophyll on the 1984 CALCOFI surveys. *CalCOFI Rep.* 25: 74–79.
- Young M., Gonnea ME, Herrera-Silveira J, Paytan A. 2005. Export of dissolved and particulate carbon and nitrogen from a mangrove-dominated lagoon, Yucatán Peninsula, Mexico. *Int. J. Ecol. Environ. Sci.* 31: 189–202.
- Zeitzschel B. 1970. The quantity, composition and distribution of suspended particulate matter in the Gulf of California. *Mar. Biol.* 7: 305–318.

# 11 INTERCAMBIO DE CARBONO ORGÁNICO PARTICULADO DEL SISTEMA LAGUNAR SAN IGNACIO-NAVACHISTE, SINALOA, CON EL MAR ADYACENTE

---

*D. Escobedo-Urías, A. Martínez-López,  
Á. Jiménez-Illescas, A.E. Ulloa-Pérez  
y A. Zavala-Norzagaray*

## INTRODUCCIÓN

Los océanos desempeñan un papel importante en el ciclo del carbono, en el que interactúan la atmósfera, el medio ambiente físico y los organismos vivos. Particularmente, la interacción entre el hombre y el océano es más importante a lo largo de los  $6 \times 10^5$  km de litoral con que cuenta el planeta. De este litoral, 80% está localizado en el hemisferio norte y en él se encuentra asentada más de la mitad de la población mundial, que vive a menos de 100 km de las costas (Borges *et al.* 2005).

La zona costera es el sitio de transición entre los ambientes terrestre y oceánico; presenta una amplia diversidad de tipos geomorfológicos que constituyen ecosistemas muy diversos, cada uno de ellos afectado por una gran variabilidad de factores físicos y bioquímicos. Ésta zona tiene una gran importancia económica y ambiental, ya que es utilizada para la pesca, la acuicultura, la extracción de minerales, el desarrollo industrial, la producción de energía, la recreación y, adicionalmente, para la disposición de residuos (Contreras y Zabalegui 1988).

Una de las características más importantes de estos ambientes costeros es la presencia de grandes cantidades de materia orgánica, la cual es aportada dentro del ecosistema costero, principalmente por productores primarios tanto planctónicos como bentónicos y de la vegetación circundante, entre la

que destacan los manglares. Estos productores convierten al océano en un “depósito de carbono”, al incorporar el CO<sub>2</sub> atmosférico a su metabolismo y convertirlo finalmente en residuos orgánicos que eventualmente quedan retenidos en los sedimentos del fondo marino (Hedges *et al.* 1997).

La zona costera ha sido por mucho tiempo ignorada en los cálculos de los balances globales de carbono, no obstante que algunos trabajos ya han demostrado que los flujos de carbono y nutrientes en estos ambientes son desproporcionadamente altos en relación a su superficie (Borges *et al.* 2005). Aunque sólo corresponde al 21% del litoral mundial, esta zona recibe una entrada considerable de material terrestre y otros aportes, y realiza un intenso intercambio de materia y energía con el océano (Contreras y Zabalegui 1988). Desde el punto de vista biogeoquímico, tanto los estuarios como las lagunas costeras son relevantes para los cálculos globales de carbono, ya que se ha encontrado que los procesos heterotróficos que en ellos ocurren, pueden promover que estos ambientes funcionen como fuentes y no como sumideros de carbono (Cai y Dai 2004).

Estudios en la década de los noventa han examinado el papel que juegan los cuerpos de agua costeros como trampas o sumideros de nutrientes inorgánicos y materia orgánica. Sin embargo, en el litoral del Pacífico Mexicano no se conoce mucho respecto a esta función, y menos aún sobre el intercambio que ocurre entre ellos y su zona oceánica adyacente (Aveytua-Alcázar 2002). Éstos sistemas son considerados con frecuencia como potenciales zonas amortiguadoras entre la tierra y el océano, ya que protegen a éste de las influencias antropogénicas generadas en tierra. Particularmente, en la costa de Sinaloa, donde prácticamente no existen sistemas lagunares en condiciones prístinas, el problema cobra otra dimensión toda vez que a la variabilidad natural de estos sistemas se suma la provocada por la actividad del hombre.

El crecimiento de la población en las áreas costeras de la parte norte de Sinaloa, aunado al cambio de uso del suelo y al incremento en el uso de fertilizantes durante las últimas décadas, han modificado la cantidad y calidad de las entradas de material inorgánico y orgánico a sus sistemas lagunares (Escobedo-Urías *et al.* 1999), por lo que estas lagunas son sitios susceptibles de sufrir alteraciones en su dinámica y en la estructura de las comunidades marinas que las habitan. Por ejemplo, deficiencias en la circulación e intercambio con el océano son factores que promueven los procesos de eutrofización o acumulación de materia orgánica, formando en algunas ocasiones grandes extensiones aisladas con una heterotrofia dominante. En este sentido, el intercambio con el océano adyacente es vital para el mantenimiento de los

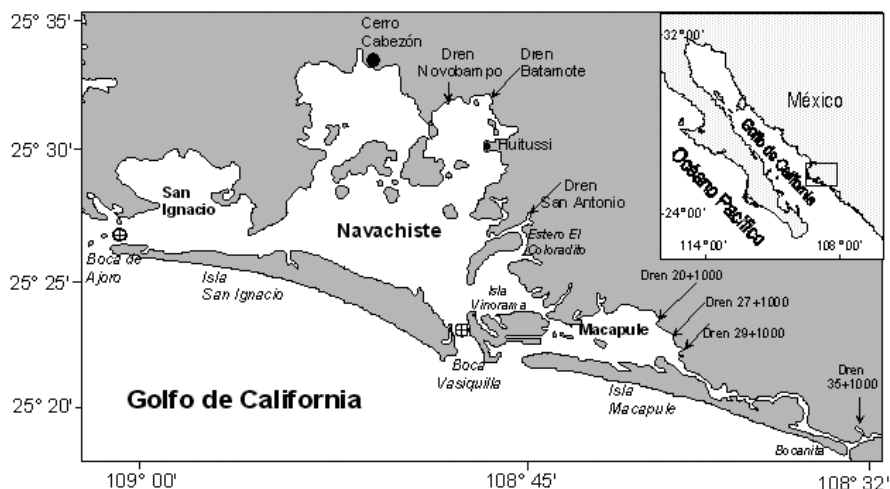
sistemas lagunares, ya que una cantidad considerable de energía y biomasa es transportada hacia el mar por medio de la marea, promoviendo el incremento de la productividad en el ambiente oceánico adyacente y favoreciendo el desarrollo de un gran número de especies de importancia económica y ecológica. Por lo anterior, y debido a que el sistema lagunar San Ignacio-Navachiste está localizado en una de las regiones con mayor producción primaria del Golfo de California, y dada la escasa información existente sobre su papel como sumidero o exportador de carbono, el objetivo de este trabajo fue determinar el balance entre la exportación e importación de carbono orgánico particulado entre este sistema y la zona marina adyacente.

## ÁREA DE ESTUDIO

El litoral norte del estado de Sinaloa se encuentra ubicado dentro de la cuenca Bahía Lechuguilla-Ohuira-Navachiste; posee una serie de lagunas costeras que, por su geomorfología, situación geográfica, dinámica, estructura poblacional y el tipo de aportes naturales que reciben, son consideradas entre las más productivas de México, tanto por su diversidad de hábitats y organismos como por su aportación económica en términos de captura de especies de importancia comercial, tanto en los cuerpos lagunares como sobre la plataforma continental adyacente (Contreras y Castañeda 2003). En este sentido, Sinaloa posee el primer lugar en términos de valor comercial y el cuarto en volumen de captura de la pesca a nivel nacional. La contribución del litoral norte a la pesca del estado es alta, y por sí solo el municipio de Guasave aporta el 10.6% del total de la producción con aproximadamente 500 ton anuales de camarón y más de 1,150 ton anuales escama (Escobedo-Urías et al. 1999). Por otra parte, la región es netamente agrícola, ya que esta actividad se realiza en el 50.8 % de su extensión.

Entre los ecosistemas costeros más importantes localizados en el norte de Sinaloa, se encuentra el sistema lagunar San Ignacio-Navachiste en el municipio de Guasave, con una superficie aproximada de 220 km<sup>2</sup> (fig. 1). Su morfología es la de una laguna costera con dos bocas (Ajoro y Vasiquilla), por donde realiza el intercambio de agua con el Golfo de California. Este sistema se encuentra orientado paralelamente a la costa y separado del golfo por una isla de barrera (Isla San Ignacio) con una longitud aproximada de 25 km (Contreras y Castañeda 2003). La zona litoral del municipio recibe los aportes del Río Sinaloa y mantiene un fuerte intercambio con el sistema lagunar mencionado. El sitio es cuerpo receptor de las aguas residuales de

Figura 1. Localización del área de estudio. (⊕) Ubicación de los correntímetros



la amplia zona agrícola adyacente (~230, 000 has. de cultivo) y los efluentes urbanos e industriales generados en el municipio, los cuales sin tratamiento previo son incorporados por numerosos drenes de aguas residuales. Asimismo, éste sistema lagunar mantiene un fuerte intercambio con la zona litoral del municipio, la cual recibe los aportes del Río Sinaloa.

## METODOLOGÍA

Con la finalidad de determinar el balance entre la exportación e importación de carbono orgánico particulado (COP) entre el sistema lagunar San Ignacio-Navachiste y la zona marina adyacente y su variabilidad temporal durante un ciclo anual, se planteó la realización de monitoreos estacionales de régimen nictemeral (26 horas), en los que se registraron mediciones de corrientes, mareas y concentración de COP en las dos bocas que comunican el sistema con el Golfo de California (bocas de Ajo y Vasiquilla) (fig. 1). Los monitoreos fueron realizados durante el otoño de 1999, y la primavera y verano de 2000. Debido a condiciones climatológicas adversas no se realizó el muestreo de invierno, ni se obtuvieron datos de verano en la boca de Vasiquilla.

En cada monitoreo se colocaron en el fondo de cada boca, 2 correntímetros autónomos InterOcean modelo S4 que fueron programados para registrar la

media del valor de la velocidad y dirección de la corriente durante un minuto de cada 5. Estos equipos se ubicaron mediante un sistema de posicionamiento global (GPS) y permanecieron en su sitio durante dos días.

Para determinar el balance de masa en cada boca, se obtuvo el área de sección transversal, para lo cual se realizó la batimetría de cada boca mediante un ecosonda Eagle Magna II y un GPS. Los datos de profundidad y posición se tomaron cada 5 y 10 segundos respectivamente y fueron corregidos a partir del nivel medio del mar.

La determinación del gasto de cada boca por unidad de tiempo se obtuvo aplicando la ecuación:  $Q = V \times A$ , donde  $Q$  es el gasto en  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ,  $V$  es la velocidad media de la corriente en flujo o reflujo de marea en  $\text{m s}^{-1}$ , y  $A$  es el área ( $\text{m}^2$ ). En el sitio de ubicación de los correntímetros se tomaron muestras de agua con botellas Niskin cada 2 horas en superficie, fondo y a media agua durante un ciclo nictemeral con el objetivo de realizar la cuantificación de carbono orgánico particulado (COP).

La determinación de COP se realizó pasando las muestras a través de filtros de fibra de vidrio (Whatman GF/C,  $1.2 \mu\text{m}$ ), los cuales fueron previamente secados durante una hora a  $550^\circ\text{C}$ . Posteriormente se filtró una cantidad suficiente de agua destilada antes del proceso de secado, con la finalidad de eliminar los residuos de sal. El COP retenido en los filtros fue medido mediante la técnica de pérdida por combustión descrita por Eaton *et al.* (1995).

Para determinar la concentración de Chl *a* las muestras de agua fueron filtradas con filtros de fibra de vidrio (Whatman GF/F,  $0.7 \mu\text{m}$ ), los cuales se congelaron a  $-70^\circ\text{C}$  hasta efectuar la extracción del pigmento con acetona al 90% durante 24 h, según lo recomendado por Strickland y Parsons (1972). Los cálculos de la concentración de Chl *a* se realizaron de acuerdo a las ecuaciones de Jeffrey y Humprey (1975).

Para obtener el balance entre la exportación e importación de COP, se multiplicaron las concentraciones obtenidas por hora por el gasto correspondiente, interpretando como importaciones a los flujos y como exportaciones los reflujos, y se restaron para obtener el balance neto de material intercambiado en toneladas por periodo de muestreo (26 horas).

Con la finalidad de determinar si existen diferencias significativas entre los resultados obtenidos se aplicó un análisis de varianza (ANOVA) con un nivel de confianza de 95% entre las bocas, periodos de marea y muestreos.

## RESULTADOS

En la boca de Ajoro, las máximas velocidades de la corriente se midieron durante el reflujo ( $1.5 \text{ m s}^{-1}$ , con un rango de  $0.008$  a  $1.46 \text{ m s}^{-1}$ ), mientras que en la de Vasiquilla la velocidad máxima fue de  $2.1 \text{ m s}^{-1}$ , con un rango de  $0.045$  a  $2.11 \text{ m s}^{-1}$  en la misma fase de marea, debido al gran prisma de marea ( $2 \times 10^8 \text{ m}^3$ ) del sitio. El máximo de la velocidad de la corriente coincide con la máxima pendiente de la curva de la marea (la cual es mixta predominantemente semidiurna). La amplitud media de marea fue de  $1.08 \text{ m}$  (fig. 2).

Los levantamientos batimétricos realizados durante marzo de 2000 en las bocas mostraron que la profundidad máxima en marea alta en Ajoro fue de  $15.6 \text{ m}$  (promedio =  $7.2 \text{ m}$ ) y de  $11.6 \text{ m}$  (promedio =  $7.0 \text{ m}$ ) en Vasiquilla. En ambas bocas se observaron diferencias en las velocidades entre el flujo y el reflujo de mareas, con máximas velocidades durante el reflujo (tabla 1).

Tabla 1. Áreas de sección transversal de las bocas y velocidades máximas por periodo de marea en el sistema lagunar San Ignacio–Navachiste, Sinaloa

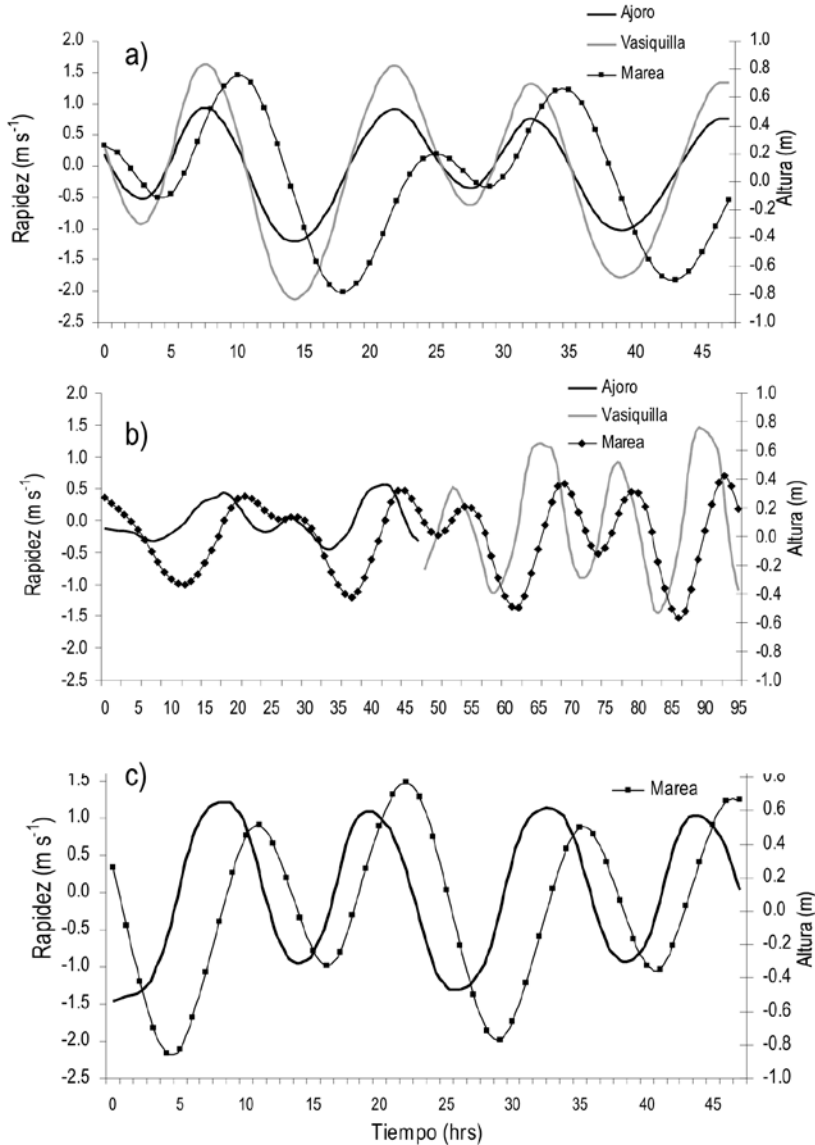
Boca	Área ( $\text{m}^2$ )	Velocidad flujo ( $\text{m s}^{-1}$ )	Velocidad reflujo ( $\text{m s}^{-1}$ )
Ajoro	14,473	1.21	1.46
Vasiquilla	6,750	1.61	2.11

### BOCA NORTE (AJORO)

La boca de Ajoro mostró un rango de concentraciones entre  $0.71$  y  $49.47 \text{ mg l}^{-1}$  durante las variaciones diurnas de COP en otoño de 1999, con valores máximos en fondo durante el flujo y menores en el reflujo (fig. 3a). Las concentraciones de Chl *a* fueron las máximas de todo el periodo de muestreo (rango:  $3.5$  a  $39.2 \text{ mg m}^{-3}$ ), con promedios máximos durante el flujo (fig. 3a, tabla 2).

Durante el monitoreo de primavera de 2000, los valores de COP mostraron mayor homogeneidad en la columna de agua y sus concentraciones estuvieron entre  $4.46$  y  $10.15 \text{ mg l}^{-1}$ , con valores medios similares tanto en pleamar como en bajamar (fig. 3b, tabla 2). Las concentraciones de Chl *a* fueron mayores en los primeros  $3 \text{ m}$  de la columna de agua, mientras que en el fondo se obtuvieron las menores concentraciones ( $< 5.0 \text{ mg m}^{-3}$ ). Las medias de los valores para ambos estados de la marea fueron similares (tabla 2).

Figura 2. Altura de marea y corrientes ( $\text{m s}^{-1}$ ) en las bocas de Ajoro y Vasiquilla del sistema lagunar San Ignacio-Navachiste, Sinaloa, durante los monitoreos de (a) noviembre de 1999, (b) marzo y (c) agosto de 2000





Durante el verano de 2000 las máximas concentraciones de COP se obtuvieron durante el reflujó (26.6 mg l<sup>-1</sup>) en el nivel medio (fig. 3c). Asimismo, se observó una columna de agua bien mezclada durante la mayor parte del monitoreo, a excepción del primer reflujó, mientras que los valores medios alcanzaron mayores concentraciones durante el reflujó de marea (fig. 3c, tabla 2).

Las concentraciones de Chl *a* estuvieron entre 0.24 y 9.65 mg m<sup>-3</sup>. Se observó gran homogeneidad con concentraciones menores durante el primer flujo de marea (fig. 3c). Las concentraciones medias máximas se presentaron durante el reflujó (tabla 2).

El análisis estadístico ( $\alpha = 0.05$ ) no mostró diferencias significativas entre los periodos de marea para COP, pero sí entre los meses de muestreo. Para el caso de la Chl *a* se observaron diferencias significativas entre meses de muestreo y los periodos de marea.

Tabla 2. Media de los valores y desviación estándar del COP (mg l<sup>-1</sup>) y Chl *a* (mg m<sup>-3</sup>) por estado de la marea en las bocas norte y sur del sistema lagunar de San Ignacio–Navachiste, Guasave, Sinaloa

Boca	Marea	Noviembre 1999		Marzo 2000		Agosto 2000	
		COP	Chl $\alpha$	COP	Chl $\alpha$	COP	Chl $\alpha$
Ajoro	Flujo	12.01 ± 11.71	20.4 ± 6.87	6.53 ± 0.99	5.3 ± 3.52	6.35 ± 1.59	5.3 ± 1.99
	Reflujó	7.44 ± 3.69	17.4 ± 5.39	6.53 ± 1.39	5.2 ± 3.57	8.07 ± 4.58	5.4 ± 1.80
Vasiquilla	Flujo	7.09 ± 2.81	13.8 ± 1.21	10.15 ± 13.11	7.2 ± 4.16	*	*
	Reflujó	8.36 ± 9.79	12.6 ± 3.68	7.23 ± 1.35	4.4 ± 2.26	*	*

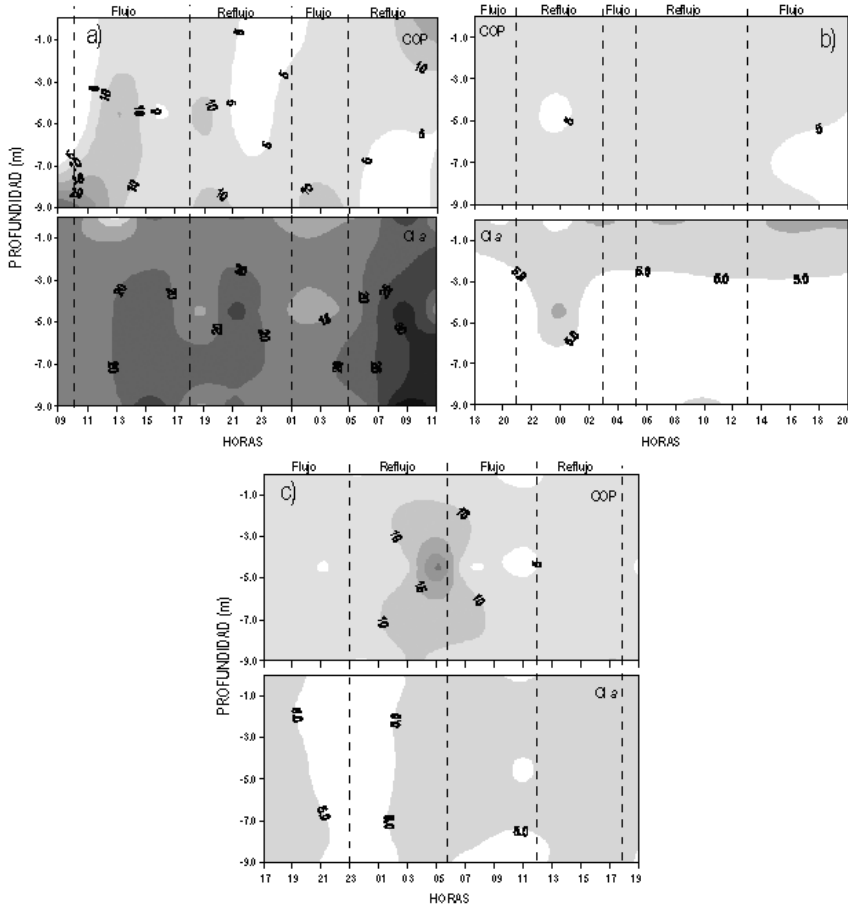
\* No se recabaron datos

#### BOCA SUR (VASIQUILLA)

En el muestreo de noviembre de 1999, las concentraciones de COP fueron de 1.65–39.03 mg l<sup>-1</sup>. Las mayores concentraciones se alcanzaron a media agua y no se obtuvieron datos en el nivel de fondo. Las concentraciones medias máximas fueron obtenidas durante el reflujó de marea. Los valores de Chl *a* fluctuaron entre 0.62 y 17.1, con un promedio máximo (13.8 mg m<sup>-3</sup>) durante el flujo (fig. 4a, tabla 2).

Durante marzo de 2000 se observó la misma condición de noviembre, aunque es notorio un valor máximo en superficie durante el segundo flujo de

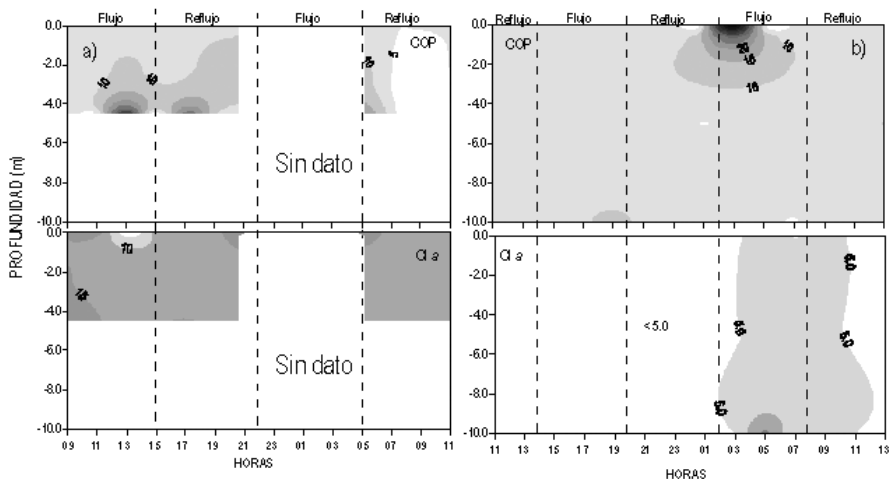
Figura 3. Distribución de COP ( $\text{mg l}^{-1}$ ) y Chl *a* ( $\text{mg m}^{-3}$ ) en la boca de Ajoro durante el muestreo de (a) noviembre de 1999, (b) marzo y (c) agosto de 2000



mareas. El rango de concentraciones de COP estuvo entre 4.51 y 62.2  $\text{mg l}^{-1}$ . Los valores de Chl *a* mostraron gran homogeneidad en la columna de agua, con un núcleo de concentración máxima de 16.8  $\text{mg m}^{-3}$  en el fondo, y mínimas de 1.5  $\text{mg m}^{-3}$ . El valor medio máximo fue medido durante el flujo (7.2  $\text{mg m}^{-3}$ ) (fig. 4b, tabla 2). No se obtuvieron datos para agosto de 2000.

El análisis de varianza aplicado mostró diferencias significativas ( $p = 0.05$ ) tanto entre los periodos de marea como entre los meses de muestreo para el caso de los valores de COP, así como para Chl *a*.

Figura 4. Distribución de COP ( $\text{mg l}^{-1}$ ) y Chl *a* ( $\text{mg m}^{-3}$ ) en la boca de Vasiquilla durante el muestreo de (a) noviembre de 1999 y (b) marzo de 2000

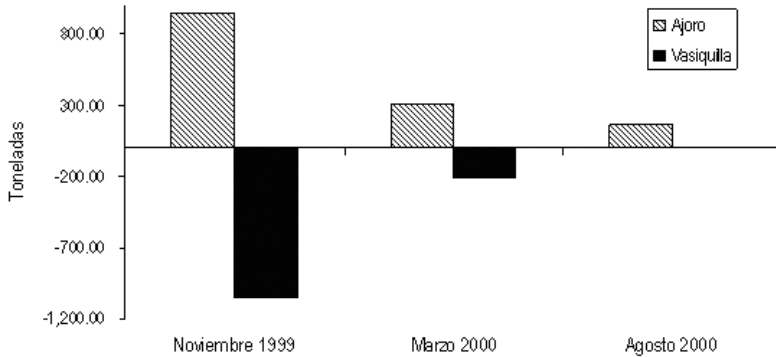


### Balances de masa

Los valores medios de COP durante el periodo de muestreo mostraron las mayores concentraciones con una mayor variabilidad durante el muestreo de noviembre de 1999 en la boca de Ajoro ( $12.01 \text{ mg l}^{-1}$ ), y la mínima ( $6.35 \text{ mg l}^{-1}$ ) se registró en el mismo sitio durante agosto de 2000 (tabla 2).

La figura 5 muestra el balance de masa para el COP. Se observó que durante otoño de 1999 el sistema exportó  $1,055 \text{ t}$  a través de la boca Vasiquilla e importó  $947 \text{ t}$  por la boca de Ajoro, con un balance neto de  $108 \text{ t}$  exportadas a la plataforma adyacente (noviembre 25–26 de 1999). Durante el muestreo de primavera de 2000 se exportaron  $207 \text{ t}$  de COP a través de la boca de Vasiquilla y la importación ( $305 \text{ t}$ ) se efectuó a través de Ajoro, con un balance neto de  $97 \text{ t}$  incorporadas a la laguna. En el verano de 2000 sólo se obtuvieron datos de la boca norte del sistema, donde se observó una importación de  $163 \text{ t}$  de COP durante el periodo de muestreo (fig. 5). El análisis estadístico aplicado ( $p = 0.05$ ) mostró diferencias significativas entre ambas bocas tanto para COP como para Chl *a*.

Figura 5. Importaciones-exportaciones netas de COP ( $\text{mg l}^{-1}$ ) por muestreo de 26 horas en ambas bocas del sistema lagunar San Ignacio-Navachiste, durante el periodo de noviembre de 1999 a agosto de 2000. Los valores negativos indican exportación hacia mar abierto



## DISCUSIÓN

Los resultados de este estudio exhiben variaciones temporales y espaciales en las concentraciones de COP y Chl *a*, así como en el balance de masa. Especialmente, es notorio que aún cuando la boca de Ajoro posee una mayor área, debido a las mayores velocidades de corriente en Vasiquilla las cantidades de agua que son desplazadas en esta boca son mucho mayores que en Ajoro, debido a que la dinámica física que se presenta en cada una de las bocas está definida por sus características morfológicas y el tipo de marea de la región (mixta semidiurna) con bajamares más pronunciados que los pleamares. Esto es relevante en términos de la cantidad de agua que pasa a través de las mismas, que en conjunto con el contenido de material particulado presente en la columna de agua, origina que aún cuando las concentraciones de COP sean mayores en algunos casos durante el flujo, el balance final muestra que una gran cantidad de material es exportado hacia mar abierto, como es el caso de los resultados obtenidos durante el muestreo de noviembre de 1999 (fig. 5).

Las diferencias temporales permiten notar que durante noviembre se observaron las máximas concentraciones de COP y Chl *a* en la boca norte durante el flujo de marea, lo que sugiere una mayor concentración tanto de COP como de clorofila en la plataforma continental, fenómeno probablemente asociado con la ocurrencia de surgencias que normalmente se presentan en la

zona en esta temporada y que, de acuerdo a Ulloa-Pérez (2005), estimuló una importante proliferación de la diatomea *Stephanophysix palmeriana* en esa misma temporada. Esto es evidenciado por las altas concentraciones de Chl *a* medidas en el sitio y que correspondió al valor máximo del muestreo ( $39.2 \text{ mg m}^{-3}$ ). En marzo se observó en Ajoro una disminución en la concentración de ambas variables respecto a noviembre (tabla 2). Para agosto, aún cuando se observó un ligero incremento en la concentración de Chl *a* respecto a marzo, las diferencias entre ambas épocas no fueron significativas.

Los promedios de las variables analizadas estuvieron entre  $6.3$  y  $12 \text{ mg l}^{-1}$  y de  $3.6$  a  $19.9 \text{ mg m}^{-3}$  para COP y Chl *a* respectivamente. Valores similares de COP se han medido en otras lagunas costeras con fuerte impacto antropogénico en el estado de Sinaloa (González-Farías y Hernández-Garza 1990, Flores-Verdugo *et al.* 1995, González-Farías *et al.* 2006), y son mayores a lo reportado por Young *et al.* (2005) en el sureste mexicano para un sistema con menor aporte antropogénico que nuestra área de estudio.

Al analizar los resultados del balance de masa se puede observar que, a través de las bocas, el sistema intercambia grandes cantidades de material con el Golfo de California. Los altos valores de COP obtenidos en el presente trabajo, son debidos a lo somero del sitio y a la gran dimensión del sistema lagunar, lo cual le confiere un prisma de marea muy grande, promoviendo que grandes cantidades de materia orgánica generada en el interior del mismo, o incorporada a estos sitios a través de escorrentías o aguas residuales, puedan ser transportadas a la plataforma continental adyacente. De acuerdo a lo mencionado por Contreras y Castañeda (2003) y González-Farías y Hernández-Garza (1990), esto incrementa sensiblemente la productividad de los ambientes costeros asociados a lagunas costeras, lo que se traduce en un aumento del volumen de captura pesquera en la zona. Por otra parte, las variaciones en las exportaciones con máximos en noviembre, se debieron a que ese muestreo se realizó durante la fase de mareas vivas con las máximas alturas de mareas del muestreo (1.35 m). Este hecho tiene además implicaciones sobre la estabilidad del ecosistema lagunar, ya que la exportación de COP ayuda a amortiguar el impacto de la gran cantidad de aguas residuales principalmente de origen agrícola vertidas sin tratamiento a la zona durante todo el año (Escobedo-Urías *et al.* 1999), mismas que constituyen la fuente de nitrógeno y fósforo mas importante del sistema (Calvario *et al.* 2006). El aporte máximo de fertilizantes ocurre durante la época fría, ya que en la zona agrícola aledaña se inicia el cultivo de hortalizas a las que se les aplican una gran cantidad de fertilizantes (Magaña-Álvarez 2004). Si bien las

aguas enriquecidas por fertilizantes que llegan al sistema lagunar pudieran no representar en sí un aporte importante de COP debido a su componente básicamente inorgánico, su influencia pudiera ser factor determinante en el incremento en la producción primaria inclusive en la plataforma continental adyacente. Una situación similar se ha inferido para otro gran valle agrícola en Sonora en el que se determinó la relación entre la aplicación de fertilizantes y la ocurrencia de intensos florecimientos fitoplanctónicos en la zona costera adyacente (Berman *et al.* 2005).

## CONCLUSIONES

Los resultados muestran variaciones temporales y espaciales en las concentraciones de COP y Chl *a*, así como en el balance de masa. Este último mostró que el sistema generalmente exporta grandes cantidades de material a la costa adyacente a través de la boca de Vasiquilla, e incorpora material a través de Ajoro. Durante noviembre la exportación neta de COP fue de 108 t por ciclo, mientras que en marzo se importaron 97 t por ciclo, en tanto que en agosto la escasez de datos sólo nos permite concluir que predominó la importación en Ajoro (163 t ciclo<sup>-1</sup>). Los valores de exportación de COP obtenidos en el presente trabajo son atribuidos a la gran dimensión del sistema lagunar y, por consiguiente, al gran prisma de marea, que permite el transporte de gran cantidad de COP a la plataforma continental adyacente.

## AGRADECIMIENTOS

Al IPN por su apoyo económico para la realización del proyecto CGPI 980073 "Oceanografía de la Bahía de Navachiste, Guasave, Sinaloa". Los autores DEU y AML son becarios COFAA y EDI.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aveytua-Alcázar L. 2002. Carbono orgánico disuelto en Bahía San Quintín, Baja California. Tesis de Maestría. U.A.B.C. Ensenada, B.C. 68 pp.
- Beman JM, Arrigo KR, Matson PA. 2005. Agricultural runoff fuels large phytoplankton blooms in vulnerable areas of the ocean. *Nature* 434: 211–214.
- Borges AV, Delille B, Frankignoulle M. 2005. Budgeting sinks and sources of CO<sub>2</sub> in the coastal ocean: Diversity of ecosystems counts. *Geophys. Res. Lett.* 32, L14601, doi: 10.1/2005GL023053.

- Cai WJ, Dai M. 2004. Comment on Enhanced open ocean storage of CO<sub>2</sub> from shelf sea pumping. *Science* 306: 1477.
- Calvario-Martínez O, Domínguez-Jiménez P, Escobedo-Urías D, Ulloa-Pérez AE, Herrera-Moreno N, Lechuga-Devéze C, Zarain-Herzberg M, Pacheco-Marges M. 2006. Estudio para determinar la capacidad de carga de los sistemas lagunares del norte y centro del Estado de Sinaloa para los proyectos de camarón y peces en jaulas. CONAPESCA, CIAD-Mazatlán, CIIDIR-Sinaloa, CIBNOR, CCS. 100 pp.
- Contreras-Espinosa F, Zabalegui-Medina LM. 1988. *Aprovechamiento del Litoral Mexicano*. Centro de Ecodesarrollo, Secretaria de Pesca, México. 128 pp.
- Contreras-Espinosa F, Castañeda-López O. 2003. Los ecosistemas estuarinos del Estado de Sinaloa. En: Cifuentes-Lemus J, Gaxiola-López J (eds.), *Atlas de los ecosistemas de Sinaloa*. Colegio de Sinaloa. Pp. 175–196.
- Eaton AD, Clesceri LS, Greenberg AE (eds.). 1995. *Standard methods for the examination of water and wastewater*. 19th Ed. American Public Health Association (APHA). Maryland. Folio variado.
- Escobedo-Urías D, Hernández-Real MT, Herrera-Moreno N, Ulloa-Pérez AE, Chiquete AY. 1999. Calidad bacteriológica del Sistema Lagunar de San Ignacio Navachiste, Sinaloa. *Ciencia y Mar*. Universidad del Mar, Oaxaca III (9): 17–27.
- Flores-Verdugo FJ, Briceño-Dueñas R, González-Farías F, Calvario-Martínez O. 1995. Balance de Carbono en un ecosistema lagunar-estuarino de boca efímera en la Costa Noroccidental de México (Estero El Verde, Sinaloa). En: De la Rosa-Vélez J, González-Farías FF (eds.), *Temas de Oceanografía Biológica en México*. Vol. II. UABC 6: 137–160.
- González-Farías F, Hernández-Garza M. 1990. Aspectos ecológicos de la materia orgánica en lagunas costeras de México. En: De la Rosa-Vélez J, González-Farías F (eds.), *Temas de Oceanografía Biológica en México*. UABC. Ensenada, B.C. Pp. 79–105.
- González-Farías F, Hernández-Garza M, Díaz-González G. 2006. Organic carbon and pesticide pollution in a tropical coastal lagoon-estuarine system in Northwest Mexico. *Int. J. Environ. Pollut.* 26: 234–253.
- Hedges JI, Keil RG, Benner R. 1997. What happens to terrestrial organic matter in the ocean? *Org. Geochem.* 27: 195–212.
- Jeffrey SW, Humphrey GF. 1975. New spectrophotometric equations for the determining chlorophylls a, b, c1 and c2 in higher plants, algae and natural phytoplankton. *Biochem. Physiol Pflanz.* 167: 191–194.
- Magaña-Álvarez ME. 2004. Distribución de nutrientes y su efecto en el nivel trófico de la laguna Macapule, Sinaloa. Tesis de Maestría, CIIDIR-IPN, México. 115 pp.
- Strickland JDH, Parsons TR. 1972. A practical handbook of seawater analysis. *Can. Fish. Res. Board Bull.* 167, 311 pp.

- Ulloa-Pérez AE. 2005. Influencia de la disponibilidad de nutrientes sobre los cambios espacio-temporales de la comunidad de fitoplancton en el litoral del Municipio de Guasave, Sinaloa. Tesis de Maestría. IPN-CIIDIR Sinaloa. 89 pp.
- Young M, Gonnee ME, Herrera-Silveira J, Paytan A. 2005. Export of dissolved and particulate carbon and nitrogen from a mangrove-dominated lagoon, Yucatán Peninsula, Mexico. *Int. J. Ecol. Environ. Sci.* 31:189–202.





## 12 VARIABILIDAD DEL CO<sub>2</sub> TOTAL DURANTE EVENTOS DE SURGENCIA EN BAHÍA SAN QUINTÍN, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO

---

*J.M. Hernández-Ayón, V.F. Camacho-Ibar,  
A. Mejía-Trejo y A. Cabello-Pasini*

### INTRODUCCIÓN

La zona costera juega un papel fundamental en los ciclos del carbono, nitrógeno, fósforo y otros elementos. Los flujos de carbono son más grandes que los observados en zonas oceánicas (Hansell y Carlson 2001). No obstante su importancia global, son pocos los estudios donde se reconoce la contribución de las zonas costeras a los flujos de carbono y nutrientes (Smith y Hollibaugh 1993, Chen *et al.* 2003). Se ha sugerido que los cuerpos de aguas interiores son de gran importancia en los ciclos biogeoquímicos (Smith y Hollibaugh 1993). Sin embargo, se han realizado pocos estudios con el fin de entender el enriquecimiento de nutrientes y CO<sub>2</sub> desde el océano hacia ecosistemas costeros someros, particularmente en zonas influenciadas por eventos de surgencias y procesos de mezcla.

La costa del Océano Pacífico de la Península de Baja California se encuentra en una de las regiones de surgencias costeras con mayor productividad primaria por unidad de área a nivel mundial (Hutching *et al.* 1995). Bahía San Quintín (BSQ) es una laguna costera localizada en la costa de Baja California y recibe la influencia del Sistema de la Corriente de California (SCC). Dicho sistema de corrientes y los vientos regionales controlan en gran medida el funcionamiento de las surgencias en esta zona costera (Ibarra-Obando *et al.* 2001). En la región cercana a BSQ los eventos de surgencia son más intensos

durante la primavera y el verano como resultado de la dominancia de los vientos del noroeste. Durante estos meses el índice de surgencia alcanza valores máximos de aproximadamente  $200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  por cada 100 m de costa (<http://www.pfeg.noaa.gov>).

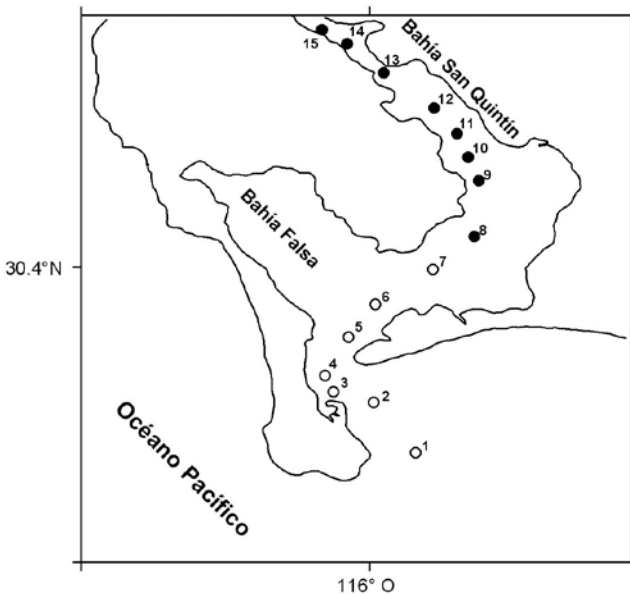
Los eventos de surgencia se caracterizan por el acarreo de agua sub-superficial hacia la superficie del mar (Hutching *et al.* 1995). Las aguas transportadas por la surgencia se caracterizan por su baja temperatura y alto nivel de nutrientes, los cuales pueden ser transportados hacia el interior de las lagunas costeras (Lara-Lara *et al.* 1980, Millán-Núñez *et al.* 1982, Alvarez-Borrego y Alvarez-Borrego 1982, Farfán y Alvarez-Borrego 1983). Se ha reportado que las aguas que provienen de eventos de surgencia se propagan hasta los extremos internos de BSQ. Además, se ha establecido que el periodo de los eventos de intensificación de las surgencias es irregular y oscila típicamente entre 10 y 15 días (Alvarez-Borrego y Alvarez-Borrego 1982, Farfán y Alvarez-Borrego 1983). Con esta información se definieron operacionalmente cuatro etapas de 3 a 4 días de duración cada una. La etapa I (período de surgencia fuerte) se caracteriza por presentar las temperaturas medias más bajas del evento en la boca de BSQ; la etapa II (período de relajación) se caracteriza por un incremento de las temperaturas medias; la etapa III (período de no surgencia), en la cual se registran las temperaturas medias más altas en la boca; y la etapa IV (período de surgencia débil) en la cual las temperaturas empiezan su descenso indicando el inicio de la propagación del siguiente evento. Durante la etapa I se han observado pulsos de nitratos que alcanzan los  $12 \mu\text{M}$  en la boca, los cuales posteriormente decrecen hasta  $< 1 \mu\text{M}$  en la etapa III (Millán-Núñez *et al.* 1982). Las aguas de surgencia generalmente tienen altos valores de concentración de carbono inorgánico total (Ct; también abreviado en otros trabajos como  $\Sigma\text{CO}_2$  o CID) por lo que se esperaría observar pulsos de aguas ricas en carbono hacia el interior de BSQ por periodos cortos. Sin embargo esto se desconoce. En consecuencia, el objetivo de este trabajo fue evaluar el efecto de la surgencia y los procesos asociados a la marea sobre el Ct, pH, nitratos y clorofila *a* (Chl *a*) en BSQ. Se discuten los mecanismos de transporte del carbono inorgánico disuelto hacia el interior de BSQ en respuesta a la relación que existe entre la fase de marea y las surgencias.

## MATERIALES Y MÉTODOS

Se recolectaron muestras discretas superficiales para evaluar salinidad, temperatura, nitratos, Chl *a*, pH y Ct durante un evento de surgencia en junio

de 2002 sobre una red fija de 15 localidades de BSQ (fig.1). El muestreo comprendió períodos de mareas muertas (19 y 20 de junio, M1), mareas post-muertas (22 y 23 de junio, M2), mareas vivas (25 y 26 junio, M3) y mareas post-vivas (28 y 29 de junio, M4). Las localidades fueron recorridas en una embarcación desde el océano hasta la zona interna (Bahía San Quintín) de la laguna costera con marea en flujo. Las muestras para el análisis de nitratos fueron colocadas en hielo y trasportadas hasta el laboratorio en la zona de estudio. Los nitratos fueron determinados usando un autoanalizador Skalar San Plus previamente calibrado. Las mediciones de Ct y pH fueron realizados en el campo usando la técnica descrita por Hernández-Ayón *et al.* (1999). La salinidad se determinó por conductividad mediante un Autosal Guildline. Se filtraron 200 mL de la muestra con filtros Whatman GF/C, se refrigeraron

Figura 1. Localización de los sitios de muestreo de carbono inorgánico total, pH, nitratos, salinidad y clorofila en Bahía San Quintín, BC, México. Símbolos claros indican estaciones más influenciadas por la zona oceánica y símbolos oscuros indican estaciones menos influenciadas por las surgencias. Los termógrafos fueron instalados en las estaciones 1, 7 y 15



dentro de bolsas de aluminio y se transportaron al laboratorio. En el laboratorio éstas se mantuvieron a  $-20^{\circ}\text{C}$  hasta su análisis. La Chl *a* se extrajo con acetona al 80% y se cuantificó por espectrofotometría de acuerdo con Porra (1989). La temperatura del agua superficial se evaluó en las localidades 1, 7 y 15 utilizando termógrafos digitales (HOBO, Onset Computers, EUA) programados para muestrear cada 15 minutos a lo largo del período de estudio. El índice de surgencia se obtuvo de promedios por día para una localidad de la zona oceánica adyacente a BSQ (<http://upwell.pfeg.noaa.gov>). La altura de marea se obtuvo utilizando el programa de pronóstico de marea para San Quintín desarrollado por CICESE (MAR. V.6.0).

El cálculo de la presión parcial de  $\text{CO}_2$  ( $p\text{CO}_2$ ) se realizó usando el programa CO2SYS (Lewis y Wallace 1998) a partir de los datos superficiales de Ct, pH, fosfatos, silicatos, temperatura, salinidad y las constantes de Mehrbach *et al.* (1973).

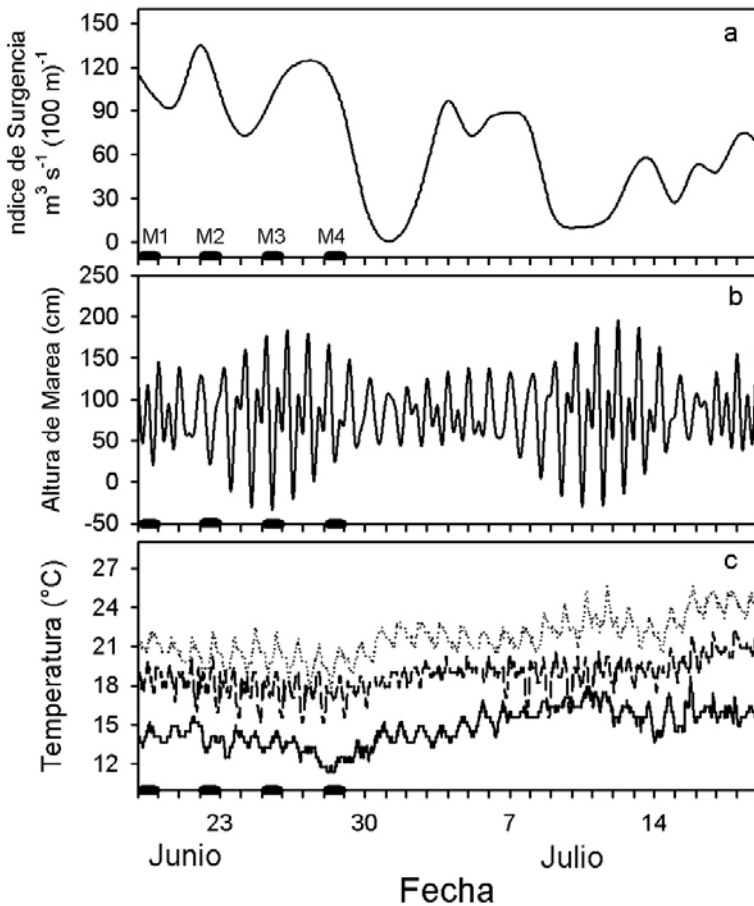
El tiempo de residencia del agua en BSQ se calculó con las propiedades químicas utilizando el modelo de cajas propuesto por Gordon *et al.* (1996) y modificado para BSQ por Camacho-Ibar *et al.* (1997). Para estos cálculos se estimó un volumen total de BSQ de  $9 \times 10^7 \text{ m}^3$  así como un promedio de evaporación (E) de  $36 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$  (Camacho-Ibar *et al.* 1999).

## RESULTADOS

El índice de surgencia fluctuó durante junio y julio, sin embargo, los mayores valores ( $\sim 130 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} (100 \text{ m})^{-1}$ ) se presentaron durante los períodos de muestreo (fig. 2a). A partir del 29 de junio, el índice de surgencia fue menor a  $90 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} (100 \text{ m})^{-1}$  con la excepción de un período entre el 5 y el 9 de julio. Durante los períodos de recolecta de muestras el índice de surgencia fue mayor a  $90 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} (100 \text{ m})^{-1}$ . Como se ha reportado con anterioridad, se observaron diferencias en la temperatura superficial del agua entre la zona oceánica, la zona media y la cabeza de BSQ (fig. 2c). Las temperaturas en la zona oceánica fueron aproximadamente  $4^{\circ}$  y  $7^{\circ}\text{C}$  más bajas que en la zona media y la cabeza de BSQ, respectivamente. En general se observó un descenso de la temperatura a lo largo del período de muestreo (19 al 29 de junio) en todo BSQ que coincidió con los valores más altos del índice de surgencia. Los altos índices de surgencia, aunados al descenso de la temperatura del agua superficial, fueron indicativos de un evento de surgencia persistente durante el periodo de muestreo. Los registros de temperatura del 22 al 29 de junio mostraron que con el flujo y reflujo durante mareas vivas, el agua más fría del océano logró incursionar

hasta la cabeza de BSQ provocando una disminución en la temperatura (fig. 2c). Del 30 junio al 7 de julio se presentó un período de mareas muertas en

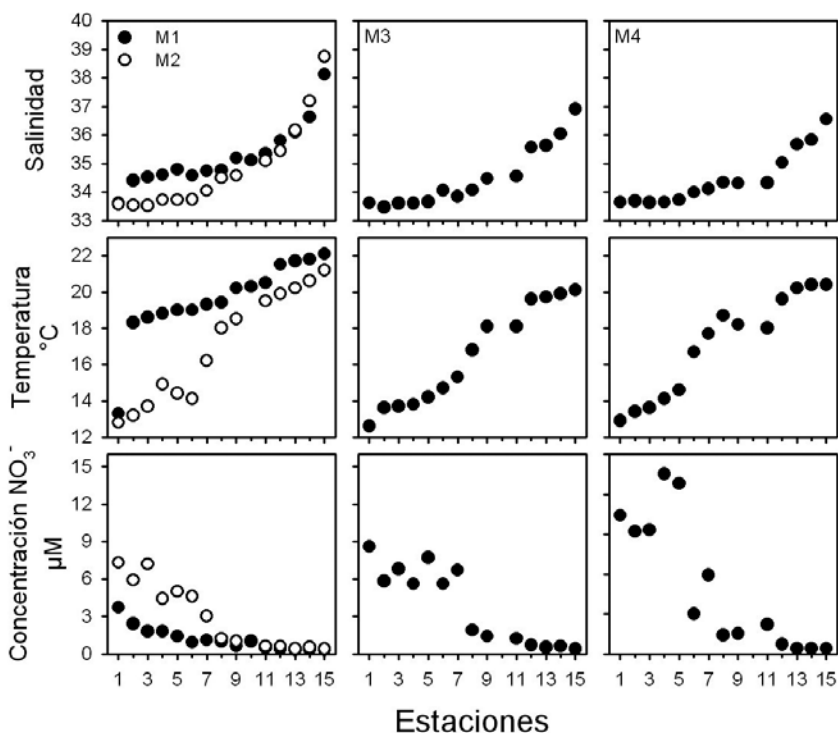
Figura 2. Índice de surgencia (A,  $\text{m}^3 \text{s}^{-1} (100 \text{ m})^{-1}$ ) y altura de marea (B, cm) en la zona costera de Bahía San Quintín. Serie de tiempo de temperatura superficial (C) en la boca (línea sólida), en la zona media (guiones) y en la cabecera (línea punteada) de Bahía San Quintín. Barras oscuras en el eje X indican periodos de muestreo de Ct, pH, nitrato, salinidad y clorofila



las que se observó una clara diferenciación de temperaturas entre el océano, la boca y la cabeza como resultado del menor intercambio de agua con el océano y por la relajación de surgencias (fig. 2b). Entre el 7 y 14 de julio se presentaron de nuevo condiciones de mareas vivas, sin embargo, el índice de surgencia fue muy bajo. Además, se observó que la temperatura del océano continuó incrementándose de 15 a  $\sim 17^{\circ}\text{C}$  y durante flujo y reflujo de mareas el agua del océano logró mezclarse hasta la localidad siete. En la cabeza de BSQ se observaron variaciones de temperatura entre 21 y  $\sim 24^{\circ}\text{C}$ .

Como se ha descrito anteriormente, se observó una variación monótonica de salinidad, temperatura y nitratos en el agua desde el océano hasta la cabeza de BSQ (fig. 3). Durante las mareas muertas (M1) se observaron salinidades

Figura 3. Distribución superficial de salinidad, temperatura y nitratos durante mareas muertas (M1), mareas postmuertas (M2), mareas vivas (M3) y mareas postvivas (M4)

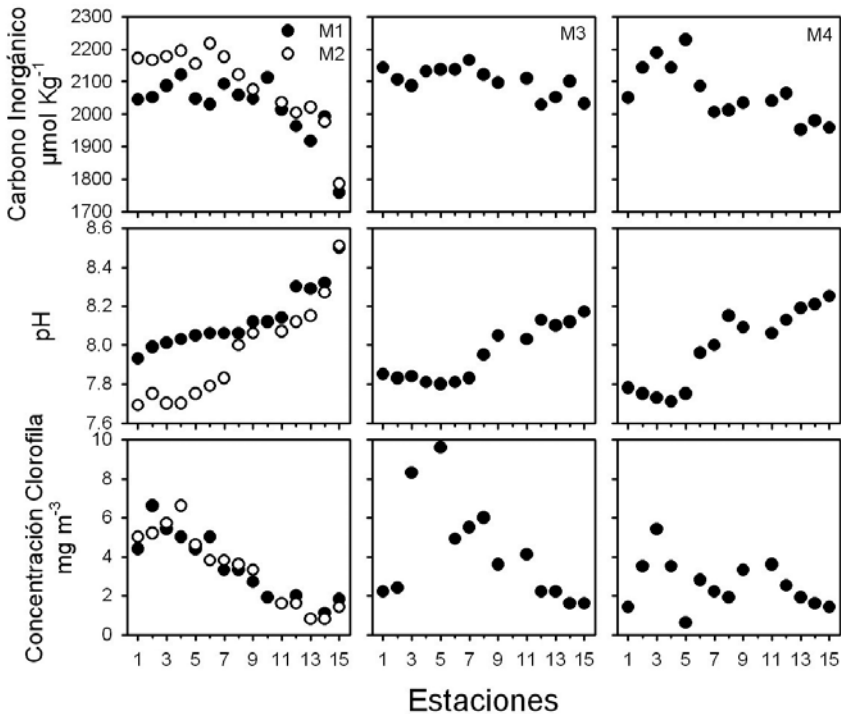


más altas en hasta una unidad en las siete localidades más cercanas a la boca que durante mareas vivas (M3 y M4). Sin embargo, durante mareas post-muertas (M2) se notó la influencia de agua menos salinas de origen oceánico sólo en las localidades cercanas a la boca. Por el contrario, los niveles de salinidad en las localidades cercanas a la cabeza fueron dos unidades más bajas en mareas vivas que durante mareas muertas. La temperatura durante mareas muertas (M1) fue 5°C más alta en las siete localidades cercanas a la boca que durante mareas vivas (M3 y M4), pero al igual que en la salinidad, durante M2 se nota la influencia de agua entre 5° y 4°C más fría sólo en las localidades cercanas a la boca. La temperatura en las localidades cercanas a la cabeza fue 2°C más baja en mareas vivas que en mareas muertas. Los nitratos en las ocho localidades cercanas a la cabeza (8–15) tuvieron valores menores a ~2 µM durante mareas vivas y muertas. Por el contrario, las localidades más cercanas a la boca mostraron un incremento gradual de aproximadamente 3 µM durante mareas muertas hasta ~12 µM durante mareas post-vivas.

Se observó una variación de Ct, pH y Chl *a* en el agua desde el océano hasta la cabeza de BSQ (fig. 4). Durante las mareas muertas (M1) se observaron valores de Ct de hasta ~80 µmol kg<sup>-1</sup> más bajos que con mareas post-muertas en las siete localidades más cercanas a la boca. Con mareas post-muertas (M2) el Ct se incrementó hasta ~2220 µmol kg<sup>-1</sup> en las mismas localidades en respuesta al pulso de aguas de surgencia. Durante mareas vivas (M3 y M4) los valores de Ct se mantuvieron en promedio por arriba de los 2100 µmol kg<sup>-1</sup> en las mismas localidades. Sin embargo, las concentraciones en las localidades cercanas a la cabeza fueron hasta 200 µmol kg<sup>-1</sup> más bajas durante mareas muertas que durante mareas vivas. De manera contraria, durante las mareas muertas (M1) el pH mostró valores más altos en hasta 0.3 unidades en las siete localidades más cercanas a la boca que durante mareas post-muertas y mareas vivas (M3 y M4). Al igual que en las variables anteriores, durante las mareas post-muertas (M2) se observaron valores bajos de pH sólo en las localidades cercanas a la boca en respuesta a los pulsos de CO<sub>2</sub>, mientras que en las localidades cercanas a la cabeza los valores de pH en todos los casos se incrementaron de manera gradual entre 0.2 a 0.3 unidades en mareas vivas y en hasta ~0.5 unidades en mareas muertas. Los niveles de Chl *a* en las siete localidades cercanas a la cabeza (9–15) tuvieron concentraciones menores a ~4 mg m<sup>-3</sup> durante mareas vivas y muertas. Por el contrario, las localidades cercanas a la boca mostraron los valores más altos (hasta ~10 mg m<sup>-3</sup>). Durante mareas muertas y post-muertas los valores en promedio fueron de ~5 mg m<sup>-3</sup>, mientras que durante mareas vivas se midieron máximos de hasta



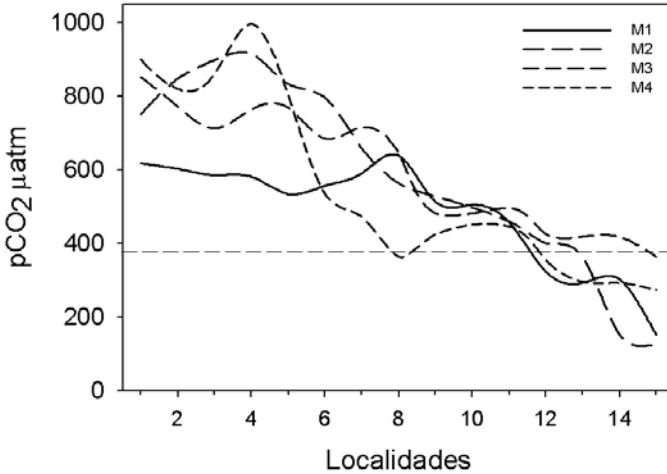
Figura 4. Distribución superficial de Ct, pH y clorofilas durante mareas muertas (M1), mareas postmuertas (M2), mareas vivas (M3) y mareas postvivas (M4)



$\sim 10 \text{ mg m}^{-3}$  (M3). Posteriormente los valores disminuyeron a  $\sim 4 \text{ mg m}^{-3}$  en mareas post-vivas.

Se calculó la  $p\text{CO}_2$  con la finalidad de identificar los posibles procesos que pudieran estar participando en la distribución de Ct en BSQ (fig. 5). Los valores de  $p\text{CO}_2$  por arriba del valor en equilibrio con la atmósfera sugieren que existe sobresaturación de  $\text{CO}_2$  y por lo tanto existiría un flujo hacia la atmósfera, mientras que los valores por debajo del valor en equilibrio indicarían remoción de carbono por fotosíntesis o por pérdida por degasificación. Se observó en general que los valores de  $p\text{CO}_2$  fueron mayores en las localidades cercanas a la boca y con una tendencia a disminuir gradualmente hacia la cabeza, pero en todos los muestreos los valores indicaron que existió sobresaturación de  $\text{CO}_2$  en las primeras 11 localidades, con valores mayores a  $600 \mu\text{atm}$ . Sin embargo, se puede notar que existieron diferencias claras entre los valores

Figura 5. Distribución superficial de pCO<sub>2</sub> durante mareas muertas (M1), mareas postmuertas (M2), mareas vivas (M3) y mareas postvivas (M4). La línea segmentada representa el valor de pCO<sub>2</sub> en equilibrio con la atmósfera de 372  $\mu$ atm (<http://gaw.kishou.go.jp/wdeg.html>)



calculados durante mareas muertas y el resto de los muestreos. Por ejemplo, durante mareas muertas (M1) se observaron valores de pCO<sub>2</sub> menores a ~650  $\mu$ atm, mientras que de M2 a M3 los valores fueron mayores a 700  $\mu$ atm. Por otro lado, a partir de la estación 11 hasta la cabeza de BSQ se infiere remoción de carbono y la posibilidad de absorción de carbono del aire al agua durante mareas muertas (M1 y M2) y mareas post-vivas (M4) con valores de pCO<sub>2</sub> mínimos de hasta ~125  $\mu$ atm. Durante mareas vivas (M3) toda la bahía estuvo saturada de CO<sub>2</sub> con excepción de la localidad 15, la cual presentó valores en equilibrio. Sin embargo, tres días después, durante el muestreo M4 los valores de pCO<sub>2</sub> de las localidades 12 a la 15 se encontraron nuevamente por debajo del valor en equilibrio.

Como era de esperar, se encontró una reducción en los tiempos de residencia del agua estimados para BSQ durante mareas vivas con respecto a los estimados en mareas muertas considerando toda la bahía como una caja. Las estimaciones fueron de 24 días utilizando la salinidad como trazador en mareas muertas (M1 y M2), mientras que durante mareas vivas (M3 y M4) éstas se redujeron a 16 días. Considerando como una caja de la estación uno a la siete, el tiempo de residencia es menor a cinco días.

## DISCUSIÓN

Se encontraron diferentes escenarios biogeoquímicos como resultado de la combinación de la fase de marea y la surgencia. En estudios realizados en BSQ en la década de los setenta, se reportó que las propiedades generadas por surgencias intensas se propagaban hasta los extremos más internos de la bahía (Alvarez-Borrego y Alvarez-Borrego 1982, Farfán y Alvarez-Borrego 1983, Millán-Núñez *et al.* 1982). Lo anterior coincide con los resultados de este trabajo; sin embargo, nuestros registros continuos de temperatura en conjunto con las mediciones de Ct y pH, indicaron que la propagación de agua rica en Ct hasta la parte más interna dependió del acoplamiento del evento de surgencia con períodos de mareas vivas.

Los escenarios biogeoquímicos contrastantes encontrados en este estudio ocurrieron en los muestreos realizados durante mareas muertas y mareas vivas. Por un lado, durante el muestreo de mareas muertas se obtuvieron los valores más altos de salinidad, temperatura y pH, pero también las concentraciones más bajas de Ct y nitratos, y las estimaciones más bajas de  $p\text{CO}_2$ , mientras que en el muestreo realizado en mareas vivas se determinaron las concentraciones más altas de Ct, las mayores  $p\text{CO}_2$  y los valores más bajos de salinidad, pH y temperatura en toda la bahía. Lo anterior ocurrió como resultado de la incursión de aguas de surgencia transportadas por las mareas. Este pulso de agua estuvo favorecido por la combinación surgencia-mareas vivas, y resultó en un incremento del Ct de hasta  $\sim 250 \mu\text{mol kg}^{-1}$  en la región más interna de brazo San Quintín. Durante mareas post-vivas, se encontraron características muy similares a las encontradas en el muestreo realizado durante mareas vivas. Sin embargo, en la región interior de la cabeza se observaron bajas concentraciones de Ct similares a las observadas en mareas muertas. Además, durante este periodo se observaron incrementos de temperatura, disminución de  $p\text{CO}_2$  y aumento de pH, como resultado de la fotosíntesis y de la disminución gradual del transporte horizontal por la acción de la marea.

El desequilibrio entre el  $\text{CO}_2$  atmosférico y del agua indican el grado de saturación del  $\text{CO}_2$  en el mar con relación a la atmósfera. En este estudio se encontró que en todos los muestreos realizados en la mayor parte de BSQ hubo sobresaturación de  $\text{CO}_2$  y por lo tanto un gradiente de  $\text{CO}_2$  de océano a atmósfera. Los valores de  $p\text{CO}_2$  fueron máximos en las localidades más cercanas a la boca al igual que el Ct, los nitratos y la Chl *a*. Por el contrario, valores de subsaturación de  $\text{CO}_2$  se midieron en la cabeza de BSQ en donde se localizan las grandes extensiones de pastos. Sin embargo, durante mareas

vivas fue la excepción ya que los valores se encontraron ligeramente por arriba del valor en equilibrio como resultado de la incursión de agua de surgencia rica en CO<sub>2</sub>.

En general se observaron dos procesos que modificaron las concentraciones de carbono a lo largo de la bahía durante eventos de surgencia: (1) el enriquecimiento de Ct mediante bombeo por mareas en las localidades de mayor influencia oceánica y (2) la utilización de carbono por fotosíntesis, en las localidades internas del brazo San Quintín. Desde el punto de vista de los procesos físicos, es claro que la Ct en las localidades de mayor influencia oceánica (1-7) está controlada por la interacción con el océano. Lo anterior es evidente por la homogeneidad de los valores de salinidad a lo largo de estas localidades en todas las fases de marea. Las observaciones de salinidad, pH, pCO<sub>2</sub>, Ct y temperatura respecto al tiempo indican que el intercambio de agua entre el océano y las localidades más cercanas a la boca se dio en aproximadamente tres días. Esto último concuerda con el cálculo del tiempo de residencia estimado usando la salinidad como trazador entre el océano y la boca de BSQ, el cual fue de 2 días (Camacho-Ibar *et al.* 1999). En este trabajo no se presentan resultados de Bahía Falsa (el otro brazo de BSQ), sin embargo las concentraciones de Ct para dicha zona también indican que los pulsos de agua de surgencia durante mareas vivas controlan la distribución de Ct de forma similar a la encontrada en las primeras siete localidades de BSQ (Hernández-Ayón, datos no publicados). Bahía Falsa y el área comprendida por las siete primeras localidades representan aproximadamente 64% del área total de BSQ, por lo que el bombeo por mareas juega un papel importante en el control de Ct en esta laguna costera durante eventos de surgencia.

Desde el punto de vista de la remoción de CO<sub>2</sub> o HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> por procesos biológicos, en la región interna de BSQ se localizan grandes praderas del pasto marino *Zostera marina* (Ward *et al.* 2004) que es capaz de utilizar el ion HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> así como el CO<sub>2(ac)</sub> durante los procesos fotosintéticos (Beer y Rehnberg 1997). Por lo anterior, es probable que los valores bajos de Ct (<2000 µmol kg<sup>-1</sup>), pCO<sub>2</sub> y los altos valores de pH (~8.5) determinados en esta zona, sean el resultado de procesos fotosintéticos realizados por las praderas de *Z. marina*. No obstante que procesos de calcificación realizados por algas coralinas y moluscos pueden utilizar carbono inorgánico disuelto del agua, éstos quedan descartados ante su ausencia en esta zona.

Los procesos de surgencia incrementan las concentraciones de nitratos en la zona costera para posteriormente ser consumidos por productores primarios. De manera similar a lo encontrado con la salinidad, los altos niveles de

nitratos en las siete primeras localidades de BSQ confirman que existe una rápida renovación de agua en la región de la boca. La reducción de los niveles de nitrato en el agua desde aproximadamente  $12 \mu\text{M}$  a menos de  $1 \mu\text{M}$  y la abundancia de pastos marinos en la región interna de BSQ indican que los procesos biológicos son más importantes que los procesos físicos para el control de las variables no conservativas. Bahía San Quintín ha sido considerada como importadora de carbono orgánico particulado (Camacho-Ibar *et al.* 2003) y los valores de Chl *a* encontrados en este estudio en las localidades cercanas a la boca así lo demuestran. No obstante los altos niveles de fitoplancton importado a la laguna ( $\sim 9 \text{ mg Chl } a \text{ m}^{-3}$ ), no se observa una disminución clara de Ct probablemente debido a la rápida renovación de agua rica en  $\text{CO}_2$ .

Los resultados de este estudio demuestran que los eventos de surgencia y las mareas vivas tienen una influencia crítica en Ct desde la boca hasta los extremos internos de BSQ. Sin embargo, en las zonas cercanas a la boca los procesos físicos dominan sobre los procesos biológicos. Por el contrario, la abundancia de pastos marinos y el prolongado tiempo de residencia en la cabeza de BSQ hacen que la concentración de Ct, la  $p\text{CO}_2$  y el pH estén controlados por procesos biológicos.

## AGRADECIMIENTOS

Nuestro agradecimiento especial a los revisores Steve Smith y Saúl Alvarez-Borrego por sus alentadores comentarios y sugerencias al manuscrito. Esta investigación fue financiada por SEP-CONACYT bajo el proyecto número 40144.

## BIBLIOGRAFÍA

- Alvarez-Borrego J, Alvarez-Borrego S. 1982. Temporal and spatial variability of temperature in two coastal lagoons. *CalCOFI Rep.* XXIII: 188–197.
- Beer S, Rehnberg J. 1997. The acquisition of inorganic carbon by the seagrass *Zostera marina*. *Aquat. Bot.* 56: 277–283.
- Camacho-Ibar VF, Carriquiry JD, Smith SV. 1997. Bahía San Quintín, Baja California (a teaching example). En: Smith SV, Ibarra-Obando S, Boudreau PR, Camacho-Ibar VF (eds.), *Comparison of carbon, nitrogen and phosphate fluxes in Mexican coastal lagoons*. LOICZ Report and Studies No. 10, Netherlands Institute of Sea Research, Texel, The Netherlands. Pp. 9–15.
- Camacho-Ibar VF, Carriquiry JD, Smith SV. 1999. Bahía San Quintín, Baja California: N/P budgets within compartments in a coastal lagoon. En: *Mexican and Central*

- American Coastal Lagoon Systems: Carbon, Nitrogen and Phosphorus Fluxes (Regional Workshop II)*. LOICZ Reports and Studies No. 13, LOICZ, Texel, The Netherlands. Pp 65–78.
- Camacho-Ibar VF, Carriquiry JD, Smith SV. 2003. Non-conservative P and N Fluxes and Net Ecosystem Production in San Quintin Bay, Mexico. *Estuaries* 26: 1220–1237.
- Farfán BC, Alvarez-Borrego S. 1983. Variability and fluxes of nitrogen and organic carbon at the mouth of a coastal lagoon. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 17: 599–612.
- Gordon DC, Boudreau JR, Mann PR, Ong JE, Silvert WL, Smith SV, Wattayakorn G, Wulff F, Yanagi T. 1996. *LOICZ Biogeochemical Modelling Guidelines*. LOICZ Report and Studies No. 5 Second Edition, LOICZ, Texel, The Netherlands vi + 96 pp.
- Hansell DA, Carlson CA, 2001. Marine dissolved organic matter and carbon cycle. *Oceanography* 14: 41–49.
- Hernández-Ayón JM, Belli S, Zirino A. 1999. pH, alkalinity and total CO<sub>2</sub> of seawater by potentiometric titration with a difference derivative readout. *Anal. Chim. Acta* 394: 101–108.
- Hutchings L, Pitcher GC, Probyn TA, Bailey GW. 1995. The chemical and biological consequences of coastal upwelling in the Ocean: Modern Processes and Ancient Records. En: Summerhayes CP, Emies K, Angel MV, Smith RL, Zeitschel RL (eds.), *Upwelling in the Ocean. Modern Processes and Ancient Records*. J Wiley and Sons, England. Pp. 65–82.
- Ibarra-Obando SE, Camacho-Ibar VF, Carriquiry JD, Smith SV. 2001. Upwelling and lagoonal ecosystems of the dry Pacific coast of Baja California. En: Seeliger U, Kjerfve B (eds.), *Coastal Marine Ecosystems of Latin America*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. Ecological Studies, Vol 144. Pp. 315–330.
- Lara-Lara JR, Alvarez-Borrego S, Small LF. 1980. Variability and tidal exchange of ecological properties in a coastal lagoon. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 11: 613–637.
- Porra RJ, Thomson WA, Kriedemann PE. 1989. Determination of accurate extinction coefficients and simultaneous equations for assaying chlorophylls a and b extracted with for different solvents: verification of the concentrations of chlorophyll standards by atomic absorption spectroscopy. *Biochim. Biophys. Acta* 975: 384–394.
- Mehrbach C, Culbertson CH, Hawley JE, Pytkowicz RM. 1973. Measurement of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater at atmospheric pressure, *Limnol. Oceanogr.* 18: 897–907.
- Millán-Núñez R, Alvarez-Borrego S, Nelson DM. 1982. Effects of physical phenomena on the distribution of nutrients and phytoplankton productivity in a coastal lagoon. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 15: 317–335.

- Smith SV, Hollibaugh JT. 1997. Annual cycle and interannual variability of ecosystem metabolism in a temperate climate embayment. *Ecol. Monogr.* 67: 509–533
- Ward DH, Tibbitts T, Morton A, Carrera-Gonzalez E, Kempka R. 2004. Use of airborne remote sensing techniques to assess seagrass distribution in Bahia San Quintin, Baja California, Mexico. *Cienc. Mar.* 30: 47–60.

# 13 EL PAPEL DE *ZOSTERA MARINA* EN EL CICLO DEL CARBONO EN BAHÍA SAN QUINTÍN, BAJA CALIFORNIA

---

*S.E. Ibarra-Obando, E. Solana-Arellano  
y M. Poumian-Tapia*

## INTRODUCCIÓN

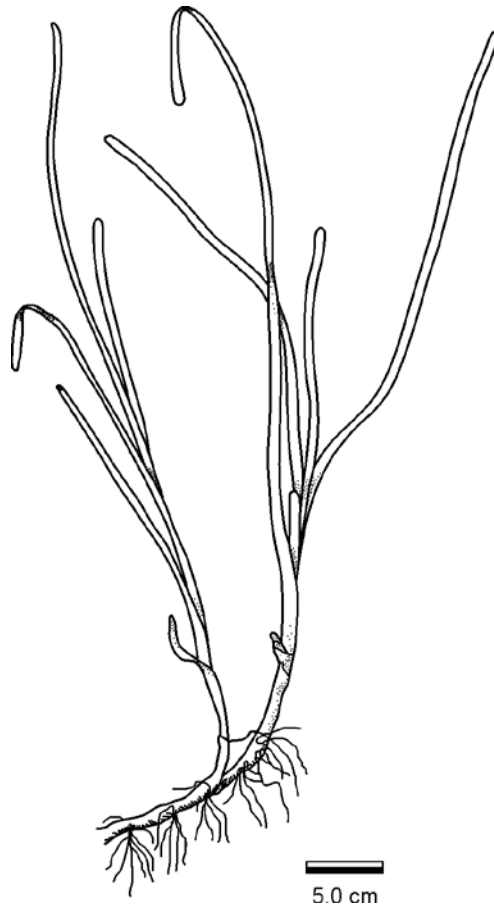
Los organismos autótrofos fijan carbono inorgánico y lo transforman en carbono orgánico usando la luz como fuente de energía. A esta formación de materia orgánica se le denomina producción primaria. La biomasa es un reservorio para el CO<sub>2</sub> removido de la atmósfera y almacenado en una forma reducida (como C orgánico), por lo que la acumulación de biomasa en cualquier periodo de tiempo, dentro de varios compartimientos bióticos, representa una medida del carbono orgánico acumulado en ese tiempo y almacenado en ese compartimiento. Entre los organismos autótrofos marinos, o productores primarios, se incluyen, además del fitoplancton, a las fanerógamas marinas, conocidas comúnmente como pastos marinos (fig. 1).

Desde el punto de vista botánico, los pastos marinos representan un grupo morfológicamente uniforme. Los haces vegetativos, que son la unidad funcional, presentan un sistema de raíces y rizomas bien desarrollado y hojas lanceoladas en la mayoría de los géneros (fig. 1). Conforme se divide el sistema de rizomas se van desarrollando nuevos haces vegetativos que son genéticamente idénticos y están interconectados como si fueran un mismo individuo, al igual que sucede en todas las plantas clonales (Borum y Greve 2004). Los pastos marinos se desarrollan en una estrecha franja costera, en costas expuestas y protegidas, sobre sustrato rocoso o lodoso y crecen desde



la zona intermareal hasta la zona submareal. Sus tasas de producción varían entre 0.1 y 18.5 gC m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>, con la mayoría de los valores comprendidos entre 0.4 y 1.5 gC m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (Alongi 1997).

Figura 1. Haz vegetativo de *Zostera marina* mostrando las hojas, rizoma y raíces (Tomado de Phillips 1984).



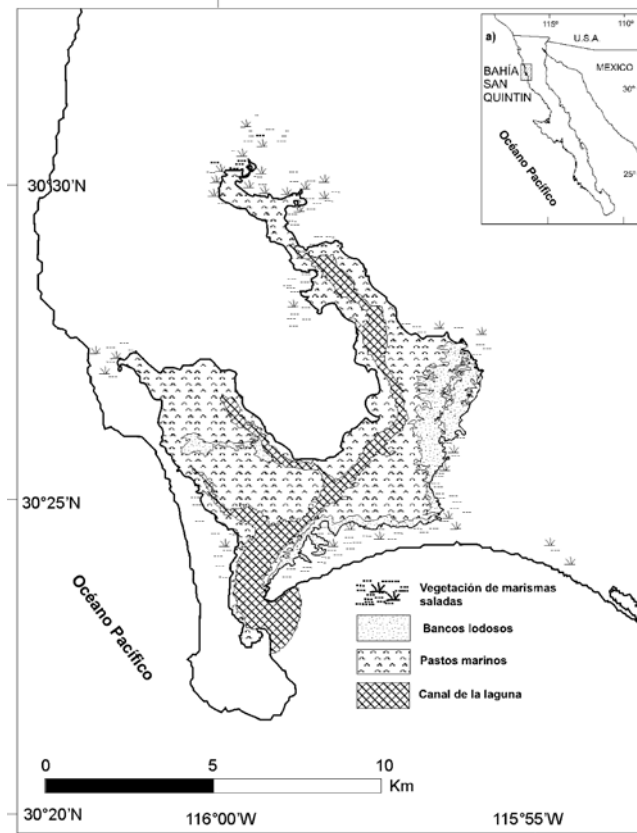
Usando datos previamente publicados, Smith (1981) comparó la biomasa vegetal, la producción primaria y el tiempo medio de renovación, que es la razón entre la biomasa y la producción, para los ecosistemas terrestres y marinos. Smith (1981) encontró que la producción primaria del fitoplancton

en el océano es mucho más elevada que la producción primaria de otros vegetales marinos, pero este carbono orgánico es, en gran parte, respirado en escalas de tiempo de días. En cambio, la producción primaria de las macrofitas marinas, nombre con el cual se denomina a los pastos marinos y a las macroalgas, representa sólo 5% de la producción oceánica, pero su biomasa equivale a dos tercios de la biomasa oceánica. Si a nivel del océano mundial el área cubierta por los ecosistemas planctónicos es de  $3.6 \times 10^8$  km<sup>2</sup> y el de las macrofitas de  $2 \times 10^6$  km<sup>2</sup>, entonces la biomasa por unidad de área ocupada por las macrofitas es cerca de 400 veces la del plancton. Debido a que el tiempo medio de renovación del carbono acumulado como biomasa es más lento en las macrofitas que en el plancton, las macrofitas representan reservorios, o sumideros de carbono más efectivos (Smith 1981).

Entre las casi 50 especies de pastos marinos, *Zostera marina* se distingue por su amplia distribución y por ser la especie más estudiada (fig. 1). Crece en costas protegidas en la zona templada del Pacífico y del Atlántico. En la costa Pacífico de Norteamérica se distribuye desde el Círculo Polar Ártico hasta la Península de Baja California (Hartog 1970). A lo largo de este extenso rango de distribución se han identificado tendencias generales en su distribución vertical y temporal. Con respecto a la distribución vertical, la densidad de haces vegetativos aumenta entre 1 m por arriba y 1 m por debajo del nivel de bajamar media durante las mareas vivas. Con respecto a su variabilidad temporal se ha observado un patrón unimodal, con densidades máximas en verano y mínimas en invierno. En contraste, las variaciones en biomasa muestran tres patrones diferentes: (1) poblaciones anuales que se caracterizan por la ausencia de biomasa foliar durante una parte del año; (2) poblaciones con biomasa foliar mínimas muy bajas y biomasa foliar máximas muy elevadas; y (3) poblaciones con biomasa foliar elevadas en verano e invierno (Jacobs 1984).

*Zostera marina* crece en abundancia en Bahía San Quintín, motivo por el cual ha sido objeto de nuestras investigaciones desde 1982. Debido a que existe evidencia cada vez mayor de que las praderas de pastos marinos están disminuyendo a nivel mundial, tanto por perturbación humana, como por el aumento en la variabilidad natural asociada con el cambio climático global (Duarte 2002), se consideró relevante analizar la variabilidad en la biomasa foliar de *Z. marina*, para el periodo con que se cuenta información (1982–2005). Siendo Bahía San Quintín un sitio que no ha experimentado grandes perturbaciones asociadas con la contaminación (Aguirre-Muñoz *et al.* 2001), la información de este sitio puede proveer una comparación inte-

Figura 2. Mapa de Bahía San Quintín mostrando su ubicación en la costa Pacífico de Baja California. Se muestran los principales hábitat basados en información publicada por Ward *et al.* (2003) (Modificado de Ibarra-Obando *et al.* 2004)



resante con lo reportado para otras regiones del Pacífico y del mundo. En esta contribución se presenta una estimación del carbono acumulado en la zona intermareal del brazo llamado Bahía Falsa, en la Bahía de San Quintín, Baja California. Esta información se contrasta con la obtenida previamente a partir del metabolismo bruto y neto a nivel del ecosistema. Se hace notar que la percepción del estatus del carbono varía según se haga el análisis a nivel de la población o del ecosistema.

## EL ÁREA DE ESTUDIO

La Bahía San Quintín (30° 30'N, 116° W) es una laguna costera en forma de "Y" que se localiza en la costa Pacífico de Baja California (fig. 2). Su brazo este se denomina San Quintín y el brazo oeste Bahía Falsa. La bahía cubre un área de 42 km<sup>2</sup> y tiene una profundidad media de 2 m. Sus características físico-químicas las describen Alvarez-Borrego y Alvarez-Borrego (1982), entre otros. Sus características biogeoquímicas fueron descritas por Camacho-Ibar *et al.* (2003). Las surgencias costeras, que se presentan principalmente entre mayo y agosto, son una influencia oceánica importante (Aguirre-Muñoz *et al.* 2001).

Bahía San Quintín se encuentra en el límite sur de lo que se considera la porción central de la distribución de *Z. marina* a lo largo de la costa Pacífico de Norteamérica (Phillips *et al.* 1983). En este sitio, las condiciones de crecimiento para *Z. marina* son diferentes a las reportadas en otras localidades, debido a que la bahía es ligeramente hipersalina y esta fanerógama crece a muy poca profundidad, quedando expuesta al aire durante las mareas bajas (Poumian-Tapia e Ibarra-Obando 1999).

Las praderas de *Z. marina* representan la comunidad bentónica más sobresaliente del ecosistema, cubriendo ~46% (22 km<sup>2</sup>) del área de la bahía, mientras que la vegetación de marismas saladas, los bancos lodosos y la zona de canales cubren 20, 19 y 15% respectivamente (Ward *et al.* 2004) (fig. 2). Las praderas continuas de *Z. marina*, definidas por tener >50% de cobertura del sustrato, dominan las zonas intermareal y submareal. De manera general, las praderas sumergidas (en la columna de agua) y expuestas (arriba y en la superficie del agua) representan la subclase de pasto más abundante (Ward *et al.* 2004). Poumian-Tapia e Ibarra-Obando (1999) encontraron que las variaciones estacionales en la biomasa de *Z. marina* se deben a cambios en el peso de los haces vegetativos y no a cambios en su densidad. El comportamiento estacional de la biomasa foliar se ajusta al tercer modelo descrito por Jacobs (1984), ya que se pueden encontrar valores elevados en verano e invierno (Poumian-Tapia e Ibarra-Obando 1999). Las praderas de *Z. marina* son responsables de aproximadamente 80% del metabolismo bentónico de la bahía, siendo los procesos bentónicos los que dominan el metabolismo bruto a nivel del ecosistema (Ibarra-Obando *et al.* 2004).

## MÉTODOS

Todos los datos de biomasa foliar provienen de muestras recolectadas en el brazo oeste, Bahía Falsa, como parte de diferentes proyectos de investigación realizados entre 1982 y 2005. Entre 1982 y 1998 la frecuencia de muestreos fue mensual. A partir de 1999, la frecuencia de los muestreos se espació.

Las muestras corresponden a haces vegetativos recolectados al azar a lo largo de transectos paralelos a la costa en la zona intermareal ( $-0.10$  y  $+0.20$  m del nivel medio de bajamar en mareas vivas), con excepción de aquellas colectadas entre 1998 y 2002, que fueron colectadas en transectos perpendiculares a la línea de costa. Todas las muestras entre 1982 y 2002 fueron procesadas como lo describen Poumian-Tapia e Ibarra-Obando (1999). Las muestras de 2004 y 2005 fueron procesadas como lo describen Short *et al.* (2004).

La base de datos cuenta con 81 promedios mensuales que fueron analizados en función del tiempo. Se realizó un análisis para encontrar el coeficiente de correlación de Pearson entre la biomasa foliar mensual para el periodo 1982–2001 y las anomalías mensuales de temperatura superficial del agua reportadas para una latitud de  $30^{\circ}\text{N}$  en la siguiente dirección: (<http://ferret.pmel.noaa.gov/NVODS/servlets/datasets>). Esta base de datos no incluye anomalías para los años posteriores a 2001, motivo por el cual no fue posible realizar el análisis con la base de datos completa. Se usaron las anomalías con el propósito de filtrar las variaciones estacionales en la temperatura superficial del agua. También se realizó un análisis de varianza de una vía entre la biomasa foliar y el tiempo para aquellos años que compartían los mismos meses muestreados (1987, 1993 y 1997). Ambos análisis tuvieron un nivel de significancia de 0.05.

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Para el periodo 1982–2001 se encontró una correlación estadísticamente significativa entre las anomalías en la temperatura superficial del agua y la biomasa foliar ( $r = -0.51$ ;  $p \leq 0.05$ ), que confirma la asociación entre estas dos variables. La asociación entre temperatura y biomasa ha sido ampliamente estudiada, tanto en plantas terrestres como marinas (Berry y Björkman 1980, Berry y Raison 1981, entre muchos otros). En el caso de los pastos marinos se sabe que la temperatura del agua puede afectar su crecimiento al afectar la tasa fotosintética, la disponibilidad y asimilación de nutrientes, la manera en que se distribuyen los productos de la fotosíntesis, la respiración, la translo-

cación de solutos dentro de la planta, la elongación de las hojas, la síntesis de proteínas y otros factores fisiológicos y ecológicos (Bulthuis 1987).

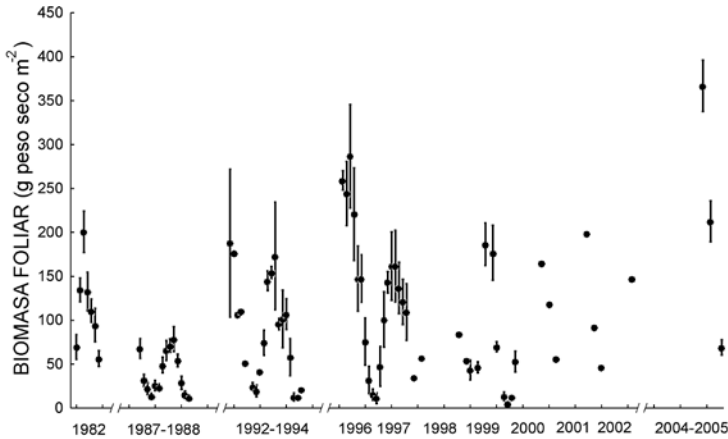
Como se indicó con anterioridad, el objetivo del análisis de correlación entre la biomasa foliar para el periodo 1982–2001 y las anomalías de temperatura superficial del agua era analizar tendencias a largo plazo, por lo que el análisis de correlación con todos los datos es el adecuado para este objetivo. De la correlación encontrada entre las anomalías de la temperatura superficial del agua y la biomasa foliar en la zona intermareal, es razonable esperar que durante periodos fríos haya mayor cantidad de nutrientes y por lo tanto mayor biomasa foliar. La situación opuesta se esperaría durante periodos calientes. Este comportamiento es típico de un sistema de surgencias como el que domina la costa Pacífico de Baja California y así, la Bahía de San Quintín.

Cabe señalar que, de manera independiente, se realizaron análisis de correlación entre la biomasa foliar y las anomalías de temperatura superficial del agua para todos los periodos que tenían más de tres meses de mediciones en común. Los resultados mostraron altas correlaciones entre las anomalías de temperatura superficial y la biomasa foliar, que variaron entre  $-0.70$  y  $+0.68$ . Este amplio intervalo de valores en el coeficiente de correlación refleja la marcada variabilidad interanual en la temperatura del agua y su efecto en la biomasa de *Z. marina* (Poumian-Tapia e Ibarra-Obando 1999, Cabello-Pasini *et al.* 2003, Thom *et al.* 2003, entre muchos otros).

El análisis de varianza de una vía mostró diferencias estadísticamente significativas entre 1987 y 1993 ( $p = 0.003$ ) y entre 1987 y 1997 ( $p = 0.003$ ). Las biomazas foliares medias para estos tres años fueron: 45, 90 y 95 g peso seco  $m^{-2}$ , respectivamente. Entre 1987 y 1997 el aumento en la biomasa foliar media fue de  $\sim 2$  veces. De la misma manera, si se compara el promedio máximo de 1982 (201 g peso seco  $m^{-2}$ , inicio de la base de datos) con el promedio máximo de 2004 (367 g peso seco  $m^{-2}$ , último periodo representativo), se corrobora un aumento en la biomasa foliar de la zona intermareal de 1.8 veces. Al comparar el máximo de 2004 con el máximo de 1987 (un año de biomazas foliares bajas cuyo valor máximo fue de 78.7 g peso seco  $m^{-2}$ ) el factor de aumento fue de 4.6 veces (fig. 3).

La mediana de la serie de datos completa (74.3 g peso seco  $m^{-2}$ ) se convirtió a  $tC\ km^{-2}$  usando un factor de conversión de 0.4, que representa el porcentaje de carbono presente como carbohidratos (Atkinson y Smith 1983). De esta manera se puede decir que el carbono acumulado en las hojas de *Z. marina* en la zona intermareal entre junio de 1982 y enero de 2005 fue de aproximadamente  $30\ t\ año^{-1}$ , con una variación estacional e interanual entre 2 y 147 t

Figura 3. Cambios en la biomasa foliar de *Z. marina* entre junio de 1982 y enero de 2005. Los círculos negros representan los promedios y las barras  $\pm 1$  error estándar



año<sup>-1</sup>. Es importante notar que esta estimación representa una subestimación, ya que no se midió la biomasa de raíces y rizomas. Si se divide la mediana del carbono acumulado anualmente entre el área media cubierta por los pastos marinos de la zona intermareal (ver tabla 1), se tienen 30 tC año<sup>-1</sup>/11.1 km<sup>2</sup> = 2.7 tC km<sup>-2</sup> año<sup>-1</sup>; si se divide entre el área total de la bahía se tienen 30 tC año<sup>-1</sup>/42 km<sup>2</sup> = 0.7 tC km<sup>-2</sup> año<sup>-1</sup>.

Buscando confirmar la tendencia al aumento en la biomasa foliar (acumulación de carbono) en función del tiempo, se identificaron aquellos meses que estaban mejor representados en la base de datos. Así, se decidió utilizar la biomasa foliar (g peso seco m<sup>-2</sup>) de enero, marzo y noviembre para obtener promedios anuales para 1987, 1997, 1999, 2000, 2001 y 2002. Una vez obtenidos, se transformaron a tC km<sup>-2</sup> y fueron multiplicados por el área cubierta por los pastos marinos. Los datos de cobertura para 1987 y 2000 se obtuvieron de Ward *et al.* (2003) y para los años intermedios y posteriores se utilizó el promedio, debido a que el cambio reportado en estos 13 años es reducido. El carbono acumulado anualmente aumentó por un factor ~2 veces entre 1987 y 2002, confirmando los cálculos anteriores (tabla 1). No fue posible realizar la prueba de Run o la de Mann-Whitney para demostrar estadísticamente esta tendencia al aumento en función del tiempo, dado el reducido tamaño de muestra (n = 6) y la falta de réplicas (Zar 1996). Nótese que las variaciones

Tabla 1. Carbono acumulado anualmente en la zona intermareal del brazo Bahía Falsa, en Bahía San Quintín, de 1987–2002. Para cada año indicado, la biomasa foliar representa el promedio de enero, marzo y noviembre únicamente. La biomasa expresada en g peso seco m<sup>-2</sup> se multiplicó por 0.4 para convertirla a tC km<sup>-2</sup>. La información sobre el área cubierta por los pastos marinos en 1987 y 2000 se tomó de Ward *et al.* (2003). Para los años intermedios se usó el promedio, debido al reducido cambio en el área cubierta en estos años. Nótese que el cambio en el carbono acumulado anualmente proviene de las variaciones en la biomasa foliar y no en las del área cubierta por los pastos marinos. Los promedios globales incluyen  $\pm 1$  error estándar (ES). El valor entre paréntesis (*n*) indica el número de años analizados. Para promediar el área cubierta y calcular su ES sólo se utilizaron los valores de 1987 y 2000

Año	Biomasa media (g peso seco m <sup>-2</sup> )	Biomasa media (tC km <sup>-2</sup> )	Área cubierta (km <sup>2</sup> )	Carbono acumulado (tC año <sup>-1</sup> )
1987	48.1	19.2	10.5	201.6
1997	50.8	20.3	11.1	225.3
1999	69.8	27.9	11.1	309.7
2000	63.6	25.4	11.8	299.7
2001	124.6	49.8	11.1	552.8
2002	95.3	38.1	11.1	422.9
Promedio $\pm$ 1ES (n = 6)	75.4 $\pm$ 12.0	30.1 $\pm$ 4.8	11.15 $\pm$ 0.6	335.3 $\pm$ 53.8

en el carbono acumulado en función del tiempo provienen de las variaciones en la biomasa foliar media y no de las del área cubierta por los pastos.

Como se mencionó con anterioridad, Ward *et al.* (2003) analizaron la cobertura de pastos marinos en toda la bahía, para lo cual compararon imágenes tomadas con 13 años de diferencia: 1987 y 2000. Sus resultados mostraron que en ese periodo hubo una pérdida de 34% en las praderas sumergidas y un incremento de 13% en las praderas de la zona intermareal. Dentro de los dos tipos de praderas del intermareal, el aumento se adjudicó a las praderas discontinuas, ya que las praderas continuas redujeron su cobertura. En términos generales, Ward *et al.* (2003) reportan una disminución del área cubierta por los pastos marinos en toda la Bahía San Quintín. El aumento en la biomasa que se reporta en este estudio corresponde a las praderas de la zona intermareal, por lo que es congruente con lo observado por Ward *et al.* (2003).

Es interesante comparar las tasas de acumulación de carbono a partir de la biomasa con la información obtenida previamente a partir del metabolismo



bruto para los diferentes hábitats de la bahía. Los hábitat analizados incluyen a la vegetación de marismas saladas, los sedimentos someros sin vegetación macroscópica, las praderas de pastos marinos, los sedimentos profundos y el fitoplancton (tabla 2). Ibarra-Obando *et al.* (2004) estimaron que, a nivel del ecosistema, los pastos marinos y los otros vegetales bentónicos no acumulan carbono, ya que su producción primaria y su respiración están aproximadamente en equilibrio. Por el contrario, debido a que en los sedimentos profundos la respiración es el proceso que predomina a nivel de toda la bahía, el balance de carbono resulta negativo reflejando condiciones de heterotrofia (tabla 2). Esta heterotrofia implica un consumo de carbono a nivel de toda la bahía.

Tabla 2. Metabolismo bruto en Bahía San Quintín expresado en  $\text{mmol C m}^{-2} \text{ día}^{-1}$  (tomado de Ibarra-Obando *et al.* 2004). PP = Producción Primaria, R = Respiración. \* = Valores redondeados de Ward *et al.* (2003)

Hábitat	Tasa para cada hábitat			% del área cubierta	Tasa para toda la bahía		
	PP	R	(PP-R)		PP	R	(PP-R)
Marismas saladas	80	80	0	20*	16	16	0
Sedimentos someros	20	20	0	20*	4	4	0
Pastos marinos	230	230	0	40*	92	92	0
Sedimentos profundos	~10	40	-30	20*	2	8	-6
Total para el bentos				100	114	120	-6
Columna de agua	50	50	0	100	50	50	0
Total para la bahía					164	170	-6

Camacho-Ibar *et al.* (2003) estimaron el metabolismo neto de la bahía (producción primaria-respiración) y encontraron que Bahía San Quintín es un sistema heterótrofo neto durante todo el año, con diferencias espacio-temporales en los valores medidos. Así por ejemplo, la heterotrofia fue más elevada en verano ( $-31 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ) que en invierno ( $-0.7 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ). Las diferencias espaciales indicaron la mayor heterotrofia cerca de la boca, con la posibilidad de que el brazo oeste sea 50% más heterótrofo que el brazo este. Para que esta heterotrofia neta se pueda sostener, la bahía necesita importar carbono orgánico del océano adyacente. Entre agosto de 1995 y febrero de 1996 el carbono orgánico importado, en forma de plancton, varió entre  $29 \times 10^3$  y  $1,290 \times 10^3 \text{ mol C día}^{-1}$  (Camacho-Ibar *et al.* 2003).

Resulta entonces que a nivel de los haces vegetativos de *Z. marina* en la zona intermareal predomina el aumento en el carbono acumulado en forma de biomasa foliar. A nivel de toda la pradera, o población, el metabolismo bruto refleja que la acumulación y el consumo de carbono están aproximadamente en equilibrio. Finalmente, el análisis a nivel de todo el ecosistema, en este caso toda la bahía, indica que el consumo de carbono es el proceso que predomina.

## CONCLUSIÓN

La tendencia a largo plazo en los datos observados resultó ser más importante que la variabilidad interanual. A diferencia de lo reportado para otros sitios, e incluso para la zona submareal de San Quintín por Ward *et al.* (2003, 2004), la biomasa foliar de *Z. marina* en la zona intermareal de Bahía San Quintín prácticamente se duplicó entre 1982 y 2005. Para poder determinar si este aumento en biomasa foliar es una respuesta al forzamiento debido al cambio climático global, sería útil establecer un monitoreo continuo, con una frecuencia de muestreos mensuales. De aquí se desprende que es necesario ser muy cauteloso cuando se describen el estatus y las tendencias del carbono en Bahía San Quintín, porque la respuesta variará en función del nivel de organización al que se haga el análisis. De nuestro análisis se desprende que es necesario contar con bases de datos completas y de largo plazo para poder comprender la respuesta de las poblaciones de pastos marinos a la variabilidad natural.

## AGRADECIMIENTOS

Los datos fueron recolectados por proyectos financiados por CONACYT (0263-N9107 y 3875-T), Ducks Unlimited de México, A.C. (DUMAC), Ducks Unlimited Inc., North American Wetlands Conservation Council (NAWCA), e IAI-Inter-American Institute for Global Change Research. Agradecemos al M. en C. David Ward (USGS, Alaska), al Dr. Alf E. Meling-López (CICTUS, Hermosillo) y a la Oc. Ruth Varela-Valencia, su contribución a la base de datos. A los Sres. J.M. Domínguez y F. Ponce (CICESE) por su ayuda con las figuras. Los doctores Stephen V. Smith (CICESE), Victor Camacho-Ibar (IIO-UABC) y Alejandro Cabello-Pasini (IIO-UABC) y la M. en C. Laura F. Rodríguez (UC- Davis) hicieron la revisión crítica del manuscrito.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre-Muñoz A, Buddemeier RW, Camacho-Ibar V, Carriquiry JD, Ibarra-Obando SE, Massey BM, Smith SV, Wulff F. 2001. Sustainability of coastal resources in San Quintín, Mexico. *Ambio* 30: 142–149.
- Alvarez-Borrego J, Alvarez-Borrego S. 1982. Temporal and spatial variability of temperature in two coastal lagoons. *CalCOFI Rep.* XXIII, 188–197.
- Alongi DM. 1997. *Coastal ecosystem processes*. CRC Press, Boca Raton, Florida, 419 pp.
- Atkinson MJ, Smith SV. 1983. C:N:P ratios of benthic marine plants. *Limnol. Ocean.* 28: 568–574.
- Berry J, Björkman O. 1980. Photosynthetic response and adaptation to temperature in higher plants. *Ann. Rev. Plant Physiol.* 31: 491–543.
- Berry JA, Raison JK. 1981. Responses of macrophytes to temperature. En: Lange OL, Nobel PS, Osmond CB, Ziegler H (eds.), *Physiological plant ecology, I response to the physical environment*, vol. 12. Berlin, Springer-Verlag: 277–388.
- Borum J, Greve TM. 2004. The four European seagrass species. En: Borum J, Duarte CM, Krause-Jensen D, Greve TM (eds.), *European seagrasses: an introduction to monitoring and management*. The M&MS project. Pp. 1–7.
- Bulthuis DA. 1987. Effects of temperature on photosynthesis and growth of seagrasses. *Aquat. Bot.* 27: 27–40.
- Cabello-Pasini A, Muñiz-Salazar R, Ward DH. 2003. Annual variations of biomass and photosynthesis in *Zostera marina* at its southern end of distribution in the North Pacific. *Aquat. Bot.* 76: 31–47.
- Camacho-Ibar VF, Carriquiry JD, Smith SV. 2003. Non-conservative P and N fluxes and net ecosystem production in San Quintín Bay, Mexico. *Estuaries* 26: 1220–1237.
- Den Hartog C. 1970. *The Sea-grasses of the world*. North-Holland Publishing Company, Amsterdam, 275 pp.
- Duarte CM. 2002. The future of seagrass meadows. *Environ. Conserv.* 29: 192–206.
- Ibarra-Obando SE, Smith SV, Poumian-Tapia M, Camacho-Ibar V, Carriquiry JD, Montes-Hugo M. 2004. Benthic metabolism in San Quintín Bay, Baja California, Mexico. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 283: 99–112.
- Jacobs RPWM. 1984. Biomass potential of eelgrass (*Zostera marina* L.). *CRC Crit. Rev. Plant Sci.* 2: 49–70.
- Phillips RC. 1984. The ecology of eelgrass meadows on the Pacific Northwest: a community profile. U.S. Fish Wildl. Serv. FWS/OBS-84/24. 85 pp.
- Phillips RC, Grant WS, McRoy CP. 1983. Reproductive strategies of eelgrass (*Zostera marina* L.). *Aquat. Bot.* 16: 1–20.

- Poumian-Tapia M, Ibarra-Obando SE. 1999. Demography and biomass of the seagrass *Zostera marina* in a Mexican coastal lagoon. *Estuaries* 22: 879–889.
- Short FT, McKenzie LJ, Coles RG, Gaeckle JL. 2004. *SeagrassNet manual for scientific monitoring of seagrass habitat*. Western Pacific edition. University of New Hampshire, USA; QPDI, Northern Fisheries Centre, Australia. 71 pp.
- Smith SV. 1981. Marine macrophytes as a global carbon sink. *Science* 211: 838–840.
- Thom RM, Borde AB, Rumrill S, Woodruff DL, Williams GD, Southard JA, Sargeant SL. 2003. Factors influencing spatial and annual variability in eelgrass (*Zostera marina* L.) meadows in Willapa Bay, Washington, and Coos Bay, Oregon, estuaries. *Estuaries* 26: 1117–1129.
- Ward DH, Morton A, Tibbitts TE, Douglas DC, Carrera-González E. 2003. Long-term change in eelgrass distribution at Bahía San Quintín, Baja California, Mexico, using satellite imagery. *Estuaries* 26: 1529–1539.
- Ward DH, Tibbitts TL, Morton A, Carrera-González E, Kempa R. 2004. Use of digital multispectral videography to assess distribution in San Quintin Bay, Baja California, Mexico. *Cienc. Mar.* 30: 47–60.
- Zar JH. 1996. *Biostatistical analysis*. Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J. 662 pp.



## 14 EL PAPEL DE LOS ARRECIFES CORALINOS EN EL FLUJO DE CARBONO EN EL OCÉANO: ESTUDIOS EN EL PACÍFICO MEXICANO

---

*L.E. Calderón-Aguilera, H. Reyes-Bonilla  
y J.D. Carriquiry*

### INTRODUCCIÓN

Los corales son organismos simbioses cuyo esqueleto está constituido de carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ) en forma de aragonita, lo que les ha permitido convertirse en los principales constructores de estructuras arrecifales en las zonas tropicales del mundo (Veron 2000). La formación de los esqueletos, así como otras características como su densidad o tasa de crecimiento, dependen en buena medida de la temperatura del mar (que debe ser superior a 20° C) y de su alcalinidad, pues el  $\text{CO}_2$  disuelto en el agua se precipita con más facilidad como carbonato en condiciones ligeramente más alcalinas y de mayor temperatura; la relación se invierte en zonas menos alcalinas y frías (Kleypas *et al.* 1999, Langdon *et al.* 2000, McNeil *et al.* 2004, Alvarez-Borrego, en este volumen).

El carácter sésil de los corales, su alta sensibilidad a cambios ambientales y su larga permanencia en el tiempo (las colonias pueden alcanzar edades de varios siglos; Karlson 1999), los hace muy útiles como centinelas de los cambios climáticos globales. Los esqueletos de coral han sido empleados con gran éxito en la reconstrucción de las condiciones ambientales en el pasado reciente, pues durante la calcificación, incorporan concentraciones de elementos estables en proporción con su ocurrencia en el agua de mar. Lo anterior da lugar a que puedan usarse para analizar aspectos tan diversos como la

temperatura, la cantidad de lluvias o la productividad oceánica (Carriquiry *et al.* 1998, Gagan *et al.* 2000).

Un buen ejemplo de la utilidad de los corales para evidenciar cambios ambientales es su rápida respuesta al calentamiento del océano que resulta de la Oscilación Sureña El Niño (ENSO; Carriquiry *et al.* 1994). El estrés causado por estos eventos se traduce en “blanqueamientos”, fenómenos que han sido ampliamente estudiados (Hoegh-Guldberg 1999). El blanqueamiento es una respuesta fisiológica genérica de los corales arrecifales hacia las perturbaciones, y sucede ya sea por la pérdida de zooxantelas y/o por la disminución en la concentración de sus pigmentos (Brown 1997). La mayoría de los corales hermatípicos contienen entre uno y cinco millones de zooxantelas por cm<sup>2</sup> de superficie de tejido vivo y de 2–10 pg de clorofila *a* por zooxantela; sin embargo, durante los fenómenos de blanqueamiento los corales pueden perder entre 60–90% de sus zooxantelas, y cada zooxantela pierde entre 50 y 80% de sus pigmentos fotosintéticos (Glynn 1996). Aunque se han dado varias hipótesis sobre las causas de su ocurrencia, todo indica que el blanqueamiento se presenta cuando las zooxantelas sufren daños en el fotosistema II (Iglesias-Prieto *et al.* 1992); dicho deterioro ocurre a nivel enzimático y en especial puede deberse a la ocurrencia de temperaturas elevadas en el agua de mar (Hoegh-Guldberg 1999). Las consecuencias del blanqueamiento son múltiples, pero particularmente ha llamado la atención la disminución severa en la capacidad de depósito de carbonatos, y el consecuente cese virtual del crecimiento arrecifal (Eakin 1996, Scott *et al.* 1988)

Luego de ENSO de 1982-83 los estudios mostraron que la mortalidad coralina en el Pacífico de Centroamérica fue tan elevada que hubo cambios dramáticos en la estructura y función de los sistemas arrecifales. Primero, los esqueletos coralinos fueron recubiertos de algas filamentosas y luego coralinas, lo que dificultó el reclutamiento posterior de los corales (Cortés 1997). El aumento notable de la biomasa algal permitió que las poblaciones de ciertos herbívoros (especialmente erizos de los géneros *Diadema* y *Eucidaris*) se incrementaran de menos de un individuo por metro cuadrado, a más de 10 ind m<sup>-2</sup> (Glynn 1990), lo que a su vez propició la elevación (en órdenes de magnitud) de la tasa de erosión del CaCO<sub>3</sub> que forma la estructura arrecifal. Asimismo, otros erosionadores (esponjas y bivalvos del género *Lithophaga*) y los depredadores de coral (el asteroideo *Acanthaster planci*, el pez *Arothron meleagris*) incrementaron su efecto negativo sobre las comunidades, ocasionando que la cobertura disminuyera hasta un 20% en la mayoría de los sitios y que las estructuras físicas quedaran en franco

colapso, dado que la tasa de erosión superó por mucho la de calcificación (Eakin 1996, Cortés 1997).

En la costa mexicana del Pacífico los arrecifes de coral se presentan en aguas someras (0 a 25 m de profundidad), desde el sur del Golfo de California hasta Oaxaca y las Islas Revillagigedo, generalmente construyendo estructuras de poco relieve (menos de 3 m de espesor; Reyes Bonilla 2003). Las condiciones ambientales para su crecimiento son desfavorables ya que la región presenta poca superficie de plataforma continental, temperaturas relativamente bajas (producto de múltiples zonas de surgencia y de la influencia de la Corriente de California), y es uno de los sitios con valores más bajos de pH superficial en el océano mundial (Kleypas *et al.* 1999). En el Golfo de California, el  $\text{CaCO}_3$  se encuentra entre 150 y 200% saturado de aragonita (Gaxiola-Castro *et al.* 1978). Además de lo anterior, durante 1997 la costa oeste de México recibió la influencia de uno de los eventos de El Niño de mayor fuerza del siglo (Carrizuri *et al.* 2001), y el calentamiento de las aguas causó severa mortalidad coralina tanto en el Golfo de California como en el Pacífico tropical mexicano (Reyes-Bonilla *et al.* 2002). En la actualidad los arrecifes están en pleno proceso de recuperación (observaciones de los autores). A pesar de lo anterior, los sistemas de arrecifes coralinos de la costa occidental de México constituyen biomas de gran diversidad, proporcionan alimento y refugio a muchas especies marinas (incluyendo algunas de importancia comercial), y ofrecen variados servicios ambientales como protección a la zona costera y provisión de material de construcción (Reyes-Bonilla 2003). Es importante tener un buen conocimiento de la estructura arrecifal, así como de su función y su relevancia como potenciales indicadores de cambios ambientales en el océano. A partir de todas estas consideraciones, el objetivo de este trabajo fue estimar el papel de los arrecifes coralinos del Pacífico mexicano en el flujo de carbono, con base en la evaluación de la cantidad potencial de carbonato depositado en diversos arrecifes a lo largo de casi dos décadas. Estas cifras se generaron a partir de la tasa de crecimiento, la densidad del esqueleto y la cobertura de coral vivo.

## MATERIALES Y MÉTODOS

Las características de las localidades de estudio, así como las fuentes de los datos previos a 2002 se presentan en la tabla 1. Los valores de cobertura coralina se obtuvieron mediante transectos de banda de 25 m de largo por 1 m de ancho, tendidos de forma paralela a la costa y a la misma profundidad. Este método ha sido utilizado tradicionalmente en el estudio de las comuni-



dades coralinas del Pacífico mexicano debido a su eficiencia en la detección de especies poco abundantes. La producción potencial de  $\text{CaCO}_3$  al año ( $Pn$ ), esto es, la cantidad de  $\text{CaCO}_3$  producido por unidad de área cubierta por una colonia de coral, fue calculada de la siguiente manera:

$$Pn = \bar{\delta} \times \bar{g} \text{ cobertura}$$

donde  $\bar{\delta}$  = densidad media ponderada de las especies de coral presentes en el arrecife (en g de  $\text{CaCO}_3$  por  $\text{cm}^3$ ),  $\bar{g}$  es la tasa media de crecimiento anual de las especies de coral (en  $\text{cm año}^{-1}$ ) y todo esto multiplicado por la cobertura de coral vivo en porcentaje (ver detalles del método, así como referencias de las densidades y tasas de crecimiento, en el trabajo de Reyes-Bonilla y Calderón-Aguilera 1999).

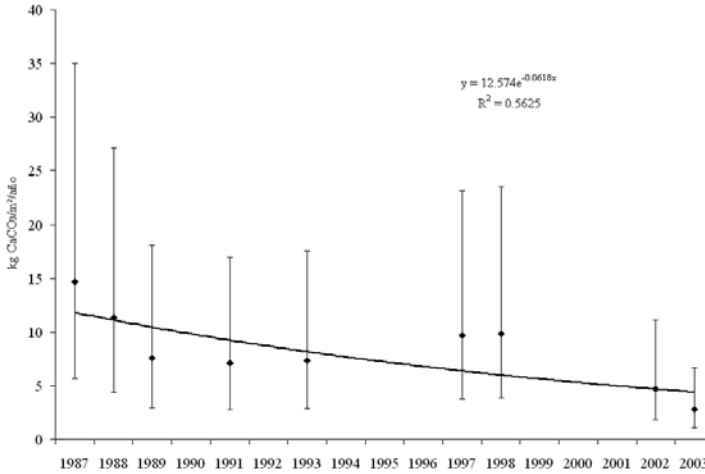
La tasa anual de depósito de carbonato se estima como el producto de  $Pn$  por la superficie arrecifal.

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La cobertura de coral en Cabo Pulmo ha bajado drásticamente en los últimos años, de 62% en 1987 a 12% en 2003, debido a la conjunción de la mortalidad coralina causada por el blanqueamiento de 1997 y una serie de ciclones que han impactado la zona (Álvarez-Filip *et al.* 2006). En consecuencia, la producción potencial de  $\text{CaCO}_3$  ha disminuido de  $20.36 \text{ kg CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  en 1987, a sólo  $3.84$  en 2003 (fig. 1). Dichos valores están calculados considerando la máxima tasa de crecimiento de las principales especies de coral en el arrecife (datos en Reyes-Bonilla y Calderon-Aguilera 1999), por lo que la situación real podría ser aún peor. En resumen, las estimaciones indican que actualmente la producción de carbonatos en el arrecife de Cabo Pulmo es un 18% de la que había hace 20 años.

En el arrecife de La Entrega la situación es bastante parecida ya que la zona también sufrió mortalidades coralinas causadas por El Niño (Reyes-Bonilla *et al.* 2002); la cantidad bruta de carbonato depositado bajó de  $28 \text{ kg CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  en 1997 a  $15 \text{ kg CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  en 2003, esto es, a casi la mitad en siete años (fig. 2). Para los arrecifes de la costa de Jalisco no se dispone de series de registro tan largo y desconocemos la forma en la que el ENSO impactó el balance de carbonatos (aunque hay registros detallados de mortalidades de coral causadas por el evento de blanqueamiento; Carriquiry *et al.* 2001). Sin embargo, en años recientes la variación en la cantidad de carbonato depositado

Figura 1. Producción potencial de carbonato de calcio ( $\text{kgCaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ ) en Cabo Pulmo, BCS. Se indica el intervalo entre la producción mínima y máxima estimada en función de la tasa de crecimiento de los corales

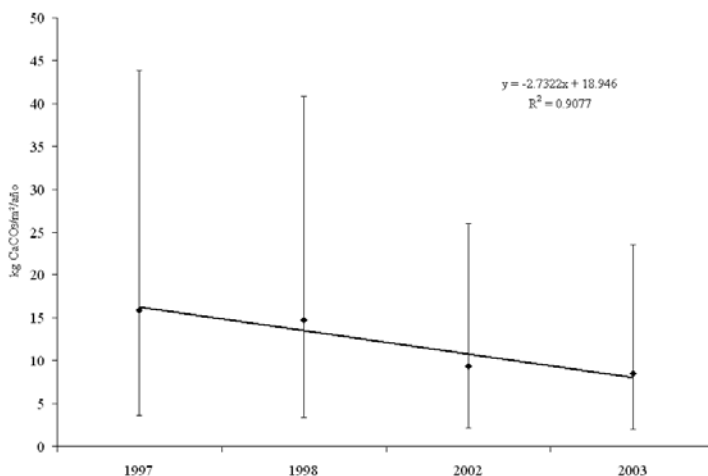


ha sido muy poca (tabla 1). En Chimo, Bahía de Banderas, la producción en 2002 y 2003 fluctuó alrededor de  $2 \text{ kg CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  (fig. 3), mientras que en Tenacatita tampoco se aprecian cambios importantes en esos años. En

Tabla1. Localización, superficie (ha) y principales especies de coral de los sitios de estudio

Sitio	Localización	Superficie (ha)	Especies de coral	Fuente de datos
Cabo Pulmo, BCS	23°25' N 109°25' O	150.0	<i>Pocillopora</i> , <i>Porites</i> y <i>Pavona</i>	Reyes-Bonilla (1993)
Chimo, Jalisco	20°28'18"N 105°36'55"O	1.2	<i>Pocillopora</i> sp.	Este trabajo
Tenacatita, Jalisco	19°16'N 104°52'O	2.5	<i>Pocillopora</i> sp.	Este trabajo
La Entrega, Oaxaca	15°44'34"N 96°07'35"O	7.5	<i>Pocillopora</i> sp.	Leyte-Morales (2001)

Figura 2. Producción potencial de carbonato de calcio ( $\text{kgCaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ ) en La Entrega, Oaxaca. Se indica el intervalo entre la producción mínima y máxima estimada en función de la tasa de crecimiento de los corales



esta localidad se estima que la cantidad bruta de carbonato depositado por los corales ronda los  $20 \text{ kg CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  (fig. 4), lo que lo hace el arrecife de más vigoroso crecimiento en el Pacífico de México.

En general puede decirse que para el Pacífico de México, la pérdida de cobertura viva de corales ha tenido como resultado una baja sensible en la producción de carbonatos a escala regional. Sin embargo, las causas de esta situación son más de origen natural que antropogénico. Entre ellas se puede incluir El Niño de 1997, pero también las perturbaciones causadas por huracanes y tormentas tropicales comunes entre mayo y octubre. En últimos años estos fenómenos atmosféricos han tenido graves efectos sobre los arrecifes de coral del Golfo de California; por ejemplo, en 1998 el huracán "Isis" prácticamente barrió las colonias del género *Pocillopora* en localidades al sur de La Paz, BCS (Lirman *et al.* 2001). Sin embargo, llama la atención que los arrecifes de Oaxaca han resultado ser muy resistentes a estas perturbaciones y aún cuando se presentaron varios ciclones en la zona durante un lapso corto de tiempo en 1997, las comunidades sufrieron sólo daños aislados (Glynn *et al.* 1998). Según Hoyos *et al.* (2006), la intensidad de los huracanes se ha incrementado en los últimos años debido al ascenso en la temperatura superficial del mar como

Figura 3. Producción potencial de carbonato de calcio ( $\text{kgCaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ ) en Chimo, Jalisco. Se indica el intervalo entre la producción mínima y máxima estimada en función de la tasa de crecimiento de los corales

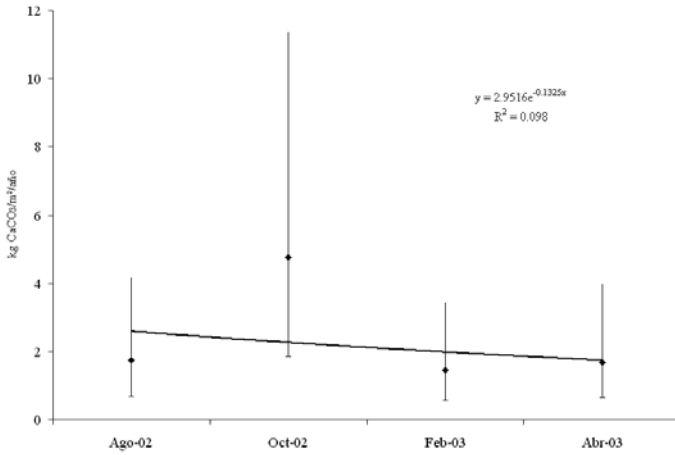
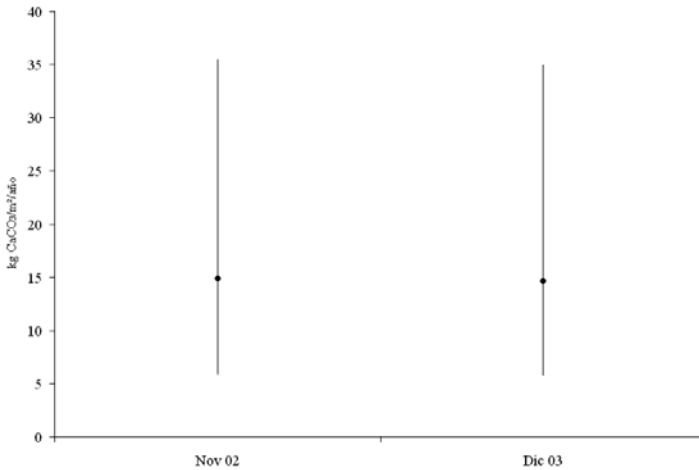


Figura 4. Producción potencial de carbonato de calcio ( $\text{kgCaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ ) en Tenacatita, Jalisco. Se indica el intervalo entre la producción mínima y máxima estimada en función de la tasa de crecimiento de los corales



consecuencia del cambio climático global. De continuar esta tendencia, los arrecifes coralinos del oeste de México podrían seguir perdiendo cobertura y por lo tanto también será más lenta su producción de carbonatos.

Otra causa natural de pérdida de carbonatos en arrecifes del Pacífico es la acción de los coralívoros y bioerosionadores, que incluyen moluscos, erizos, estrellas de mar y peces. Reyes-Bonilla y Calderon-Aguilera (1999) demostraron que dada la poca abundancia de estos organismos y la elevada tasa de producción de carbonatos en el arrecife de Cabo Pulmo, sus efectos eran prácticamente despreciables. Sin embargo, en la actualidad la situación a escala regional puede ser muy distinta ya que la cobertura de coral ha bajado mientras que las abundancias de las especies consumidoras y erosionadoras se ha mantenido (Alvarez-Filip y Reyes-Bonilla 2006). Este problema requiere mucho mayor análisis en el futuro.

Por lo que respecta a causas de pérdida coralina inducida por el hombre, la principal es el desarrollo costero y la consecuente modificación del uso del suelo, incremento en la descarga de aguas residuales, contaminación, sedimentación, y visitas excesivas y no controladas a los arrecifes coralinos (Ortiz-Lozano *et al.* 2005). Curiosamente, en el Pacífico mexicano la pesca en arrecifes coralinos se practica en pequeña escala y su efecto es muy localizado (Reyes-Bonilla 2003).

En la tabla 2 se presentan los valores estimados del depósito anual de carbonatos en los arrecifes de coral estudiados. Por su tamaño, Cabo Pulmo es la localidad donde ocurre la mayor producción de carbonato (del orden de 5,000 toneladas anuales por hectárea), mientras que en Chimo no llega a las 30 toneladas. Dado que el depósito depende de la producción potencial y ésta ha descendido sustancialmente, es impostergable emprender acciones eficientes para la protección de estos frágiles ecosistemas. A este respecto puede decirse también que aunque muchas zonas arrecifales están bajo algún régimen de protección federal o estatal, existen otras muy relevantes como Isla Espíritu Santo, BCS, Punta Mita, Nay., Carrizales, Col., o Zihuatanejo, Gro., que no reciben acciones de manejo en la actualidad (Bezaury-Creel 2004).

El aumento en la temperatura superficial del mar como consecuencia del cambio climático global, es reconocido como uno de los impactos de mayor influencia sobre los arrecifes de coral (Glynn 1996, Hoegh-Guldberg 1999). Se ha mencionado que, entre otros eventos, la elevación de temperatura modificará la distribución de muchas especies, aumentando o disminuyendo su ámbito geográfico latitudinal (Precht y Aronson 2004) y que puede haber cambios masivos en el tipo de zooxantela que se presenta en los océanos (Baker 2003).

Tabla 2. Cambios temporales en la depositación de carbonato de calcio (ton ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup>) en los principales arrecifes coralinos del Pacífico mexicano

Año	Cabo Pulmo		La Entrega		Chimo		Tenacatita	
	mín.	máx.	mín.	máx.	mín.	máx.	mín.	máx.
1987	13427	30540						
1988	10395	23644						
1989	6930	15763						
1990								
1991	6497	14777						
1992								
1993	6713	15270						
1994								
1995								
1996								
1997	8879	20196	915	2102				
1998	9009	20491	851	1956				
1999								
2000								
2001								
2002	4266	9704	543	1247	13	29	226	518
2002/10					35	80		
2003	2555	5812	491	1129	11	24	222	510
2003/02					12	28		

Sin embargo, los efectos de ese calentamiento sobre el depósito de carbonatos han sido muy discutidos. Algunos autores opinan que el cambio global aportará mayor cantidad de CO<sub>2</sub> a los océanos y ello se traducirá en la elevación de la densidad de los esqueletos (McNeil *et al.* 2004, 2005) Por el contrario, Kleypas *et al.* (1999) y Doney (2006), entre otros, opinan que ocurrirá lo contrario; es decir, que por efectos de retroalimentación la tasa de calcificación decrecerá exponencialmente, con efectos catastróficos para las comunidades. En este momento no se ha llegado a un acuerdo sobre este asunto, sin embargo, en cualquier caso el futuro depara cambios importantes en la tasa de producción de carbonato en arrecifes de coral, con consecuencias a escala mundial.

## CONCLUSIONES

Debido a sus reducidas dimensiones, los arrecifes coralinos del Pacífico mexicano no son fuente ni sumidero de carbono de importancia en una

escala regional. Sin embargo, sí pueden considerarse como un ecosistema “bandera” indicador de cambios ambientales. Las series de datos analizadas en este estudio indican que la cobertura de coral ha disminuido drásticamente en los últimos años y, en consecuencia, la tasa de depósito de carbonato. Es necesario sostener una red de monitoreo para detectar cambios en la salud de los ecosistemas coralinos, que permita, dentro de lo posible, tomar medidas preventivas y de mitigación para evitar su deterioro. Asimismo, es prioritario incorporar tecnologías de punta tales como sensores remotos y oceanografía satelital, marcadores genéticos y biotecnología, para evaluar a diferentes escalas espaciales y temporales los cambios en las comunidades coralinas y, en consecuencia, su papel en el flujo de carbono en estos ecosistemas

## AGRADECIMIENTOS

La información más reciente ha sido obtenida a partir de los proyectos “Distribución y aspectos taxonómicos de los corales arrecifales (Anthozoa: Scleractinia) del Pacífico mexicano” (Ref. CONACYT – SEMARNAT COI-2002-0189; CONABIO AS007) y “Evaluación de los efectos de El Niño 1997-98 en arrecifes coralinos del Pacífico mexicano” (Ref. CONACYT 37528-B). Agradecemos muy especialmente la ayuda de nuestros colaboradores en estos proyectos: Amilcar Cupul, Pedro Medina, Gerardo Leyte, Dinorah Herrero, Andrés López y numerosos estudiantes y amigos.

## BIBLIOGRAFÍA

- Alvarez-Borrego S. 2007 (en este volumen). Principios generales del ciclo del carbono en el océano. En: Hernández-de la Torre B, Gaxiola-Castro G (eds.), *Carbono en ecosistemas marinos de México*. INE, SEMARNAT, CICESE, México. Pp. 11-28.
- Álvarez-Filip L, Reyes-Bonilla H. 2006. Comparison of community structure and functional diversity of fishes of Cabo Pulmo coral reef, western Mexico between 1987 and 2003. En: Y. Suzuki (ed.) *Proceedings of the 10th International Coral Reef Symposium*, Okinawa. Pp. 216–225.
- Álvarez-Filip L, Reyes-Bonilla H, Calderon-Aguilera LE. 2006. Community structure of fishes in Cabo Pulmo reef, Gulf of California. *Mar. Ecol.* 27: 253–262.
- Baker AC. 2003. Flexibility and specificity in coral-algal symbiosis: diversity, ecology and biogeography of Symbiodinium. *Annu. Rev. Ecol. Syst.* 34: 661–689.
- Bezaury-Creel J. 2004. Las Areas Naturales Protegidas costeras y marinas de Mexico. En: Rivera Arriaga, E, G.J. Villalobos, I. Azuz Adeath y F. Rosado May (eds.), *El*

- manejo costero en Mexico*. Universidad Autonoma de Campeche/ SEMARNAT/ CETYS/ UQRO, Ciudad del Carmen. Pp. 191–222.
- Brown, BE. 1997. Disturbances to reefs in recent times. In: C. Birkeland (ed.). *Life and death of coral reefs*. Chapman & Hall, New York. Pp. 354–379.
- Carriquiry JD, Risk MJ and Schwarcz HP. 1994. Stable isotope geochemistry of corals from Costa Rica as proxy indicator of El Niño (ENSO). *Geochim. Cosmochim. Acta* 58: 335–351.
- Carriquiry JD, Risk MJ and Schwarcz HP. 1988. Timing and Temperature Record from stable isotopes of the 1982–83 El Niño warming event in eastern Pacific corals. *PALAIOS*, v.3: 359–364.
- Carriquiry JD, Cupul Magaña A, Rodríguez Zaragoza F, y Medina Rosas P. 2001. Coral bleaching and mortality in the Mexican Pacific during the 1997–98 El Niño, and prediction from a remote sensing approach. *Bull. Mar. Sci.* 69: 237–249.
- Cortés J. 1997. Biology and geology of coral reefs of the eastern Pacific. *Coral Reefs* 16 (Suppl.): S39–S46
- Doney SC. 2006. The dangers of ocean acidification. *Sci. Am.* 249(3): 58–65.
- Eakin CM. 1996. Where have all the carbonates gone? A model comparison of calcium carbonate budgets before and after the 1982–1983 El Niño at Uva Island in the eastern Pacific. *Coral Reefs* 15: 109–119.
- Gagan MK, Ayliffe L., Beck JW, Cole JE, Druffel ERM., Dunbar RB y Schrag DP, 2000. New view of tropical paleoclimate from corals. *Quat. Sci. Rev.* 19: 45–64.
- Gaxiola-Castro G, Alvarez Borrego S, Schwartloze RA. 1978. El sistema de bióxido de carbono en el Golfo de California. *Cienc. Mar.* 5(2): 25–40.
- Glynn PW. 1990. Coral mortality and disturbances to coral reefs in the tropical eastern Pacific. En: Glynn PW (ed.), *Global ecological consequences of the 1982–83 El Niño Southern Oscillation*. Elsevier Oceanographic Series 52, Amsterdam. Pp. 55–126.
- Glynn PW. 1996. Coral reef bleaching: facts, hypotheses and implications. *Global Change Biol.* 2: 495–509.
- Glynn PW, Lirman D, Baker AC, Leyte-Morales GE. 1998. First documented hurricane strikes on eastern Pacific coral reefs reveal only slight damage. *Coral Reefs* 17: 368.
- Hoegh-Guldberg O. 1999. Climate change, coral bleaching and the future of the world's coral reefs. *Mar. Freshwat. Res.* 50(8): 839–866.
- Hoyos CD, Agudelo PA, Webster PJ, Curry JA. 2006. Deconvolution of the Factors Contributing to the Increase in Global Hurricane Intensity. Science, Published Online March 16, 2006 (10.1126/science.1123560).
- Iglesias-Prieto R, Matta JL, Robbins WA, Trench RK. 1992. Photosynthetic response



- to elevated temperature in the symbiotic dinoflagellate *Symbiodinium microadriaticum* in culture. *Proc. Nat. Acad. Sci.* 89: 302–305.
- Karlson RH (1999) *Dynamics of coral communities*. Kluwer, Amsterdam.
- Kleypas JA, Buddemeier RW, Archer D, Gattuso JP, Langdon C, Opdyke BN. (1999). Geochemical consequences of increased atmospheric carbon dioxide on Coral Reefs. *Science* 284 (5411): 118–120.
- Langdon C, Takahashi T, Sweeney C, Chipman D, Goddard J, Marubini F, Aceves H, Barnett H, Atkinson MJ. 2000. Effect of calcium carbonate saturation state on the calcification rate of an experimental coral reef. *Global Biogeochem. Cycles* 14: 639–654.
- Leyte-Morales, GE. 2001. Estructura de la comunidad de corales y características geomorfológicas de los arrecifes coralinos de bahías de Huatulco, Oaxaca, México. Tesis de Maestría. UMAR. 94 pp.
- Lirman D, Glynn PW, Baker AC, Leyte Morales GE. 2001. Combined effects of three sequential storms on the Huatulco coral reef tract. *Bull. Mar. Sci.* 69: 267–278.
- McNeil BI, Matear RJ, Barnes DJ. 2004. Coral reef calcification and climate change: The effect of ocean warming. *Geophys. Res. Lett.* 31: 10.1029/2004GL021541.
- McNeil, BI, Matear, RJ, Barnes DJ. 2005. Reply to comments by Kleypas *et al.* *Geophysical Research Letters* 32: 10.1029/2005GL022604, 2005.
- Ortiz-Lozano LA, Granados-Barba A, Solís-Weiss V, García Salgado MA. 2005. Environmental evaluation and development problems of the Mexican Coastal Zone. *Ocean Coast. Manage.* 48: 161–176.
- Precht, WF, Aronson RB. 2004. Climate flickers and range shifts of reef corals. *Frontiers of Ecology and the Environment* 6: 307–314.
- Reyes Bonilla, H. 1993. Estructura de la comunidad, influencia de la depredación y biología poblacional de corales hermatípicos en el arrecife de Cabo Pulmo, BCS. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y Enseñanza Superior de Ensenada. 169 pp.
- Reyes-Bonilla H. 2003. Coral reefs of the Pacific coast of Mexico. En: Cortés J (ed), *Latin America Coral Reefs*. Elsevier, Amsterdam, Pp. 331–350.
- Reyes-Bonilla H, Calderon-Aguilera LE. 1999. Population density, distribution and consumption rates of three corallivores at Cabo Pulmo Reef, Gulf of California, Mexico. *Mar. Ecol.* 20: 347–35.
- Reyes-Bonilla H, Carriquiry JD, Leyte-Morales GE, Cupul-Magana A. 2002. Effects of the El Niño-Southern Oscillation and the Anti-El Niño event (1997-1998) on coral reefs of the western coast of México. *Coral Reefs* 21: 368–372.
- Scott PJB, Risk MJ and Carriquiry JD, 1988, El Niño, bioerosion and survival of Eastern Pacific coral reefs. *Proc. Int. Coral Reef Symp.*, Vol. 2: 517–520. Australia.
- Veron JEN. 2000. *Corals of the World*. AIMS, Australia, Vol.1. 469 pp.

# 15 EVALUACIÓN DE LA PRODUCTIVIDAD DEL FITOPLANCTON Y DE LA RESPIRACIÓN PLANCTÓNICA EN LA PARTE MÁS INTERNA DEL ESTERO DE URÍAS, SINALOA, MÉXICO

*O. Calvario-Martínez y V.P. Domínguez-Jiménez*

## INTRODUCCIÓN

Los sistemas estuarinos son ecosistemas altamente productivos con una producción media de  $256 \text{ gC m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  (Boynton *et al.* 1982). Estos sistemas están sujetos a problemas por eutroficación causados por un enriquecimiento de nutrientes, lo cual constituye un problema importante a nivel mundial, principalmente en cuerpos de agua someros tropicales con comunicación hacia el mar restringida (Su *et al.* 2004).

La eutroficación de aguas estuarinas es un fenómeno natural que tiende a incrementarse con el desarrollo costero, modificando la calidad del agua y las funciones del ecosistema. Al aumentar la concentración de nutrientes se favorece la frecuencia y la dinámica de los florecimientos algales, lo que a su vez incrementa la producción planctónica. Consecuentemente, se propicia la extensión y la severidad de la hipoxia en la columna de agua como de la oxidación de la materia orgánica (Su *et al.* 2004, White *et al.* 2004).

Como resultado de la fotosíntesis, el carbono orgánico que es fijado se transforma en material celular. La cantidad de carbono orgánico que es transferido hacia niveles tróficos más altos, y que es eventualmente exportado hacia el ecosistema, depende del balance entre la fotosíntesis y la respiración en la zona eufótica (Dickson y Orchardo 2001).

A diferencia de otros trazadores, las mediciones de oxígeno proporcionan información muy clara sobre la fotosíntesis y respiración en el ecosistema. La estimación de la producción bruta y neta, obtenidas a partir de cambios en la concentración de oxígeno, contribuyen a delimitar las tasas de asimilación cuando se emplea  $^{14}\text{C}$  y  $^{15}\text{N}$ , dado que estas mediciones pueden ser equivalentes a la producción bruta o a un valor intermedio entre la producción bruta y la producción neta. Como las tasas de asimilación obtenidas por  $^{14}\text{C}$  o  $^{15}\text{N}$  no pueden ser menores que cero, sólo la estimación de la producción neta mediante la medición del oxígeno, puede revelar cuando la respiración excede la producción y se presenten condiciones heterotróficas en el ecosistema (Dickson y Orchardo 2001).

Mientras que la medición de la tasa de asimilación de carbono por el fitoplancton en los océanos se ha realizado extensivamente tanto en términos espaciales como temporales, los datos de respiración planctónica son muy escasos. La evaluación de las tasas de respiración y producción contribuyen a definir la eficiencia de la trama alimenticia microbiológica marina, la cual es de importancia fundamental para la determinación de los flujos de carbono globales (Robinson *et al.* 2002a).

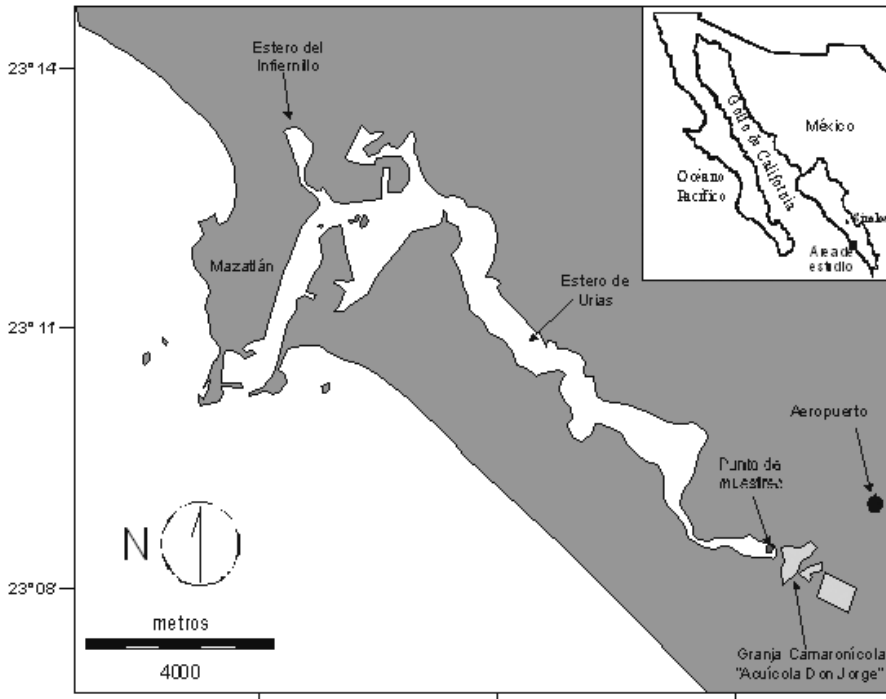
La Bahía de Mazatlán tiene importancia económica debido a los recursos pesqueros que allí se producen. Las actividades pesqueras, turísticas y la generación de desechos afectan las condiciones de la bahía (Cortés-Altamirano y Rojas-Trejo 1981), la productividad primaria y por lo tanto, la producción pesquera (Arenas-Fuentes y Flores-Verdugo 1991). Sin embargo, los trabajos que se refieren a la productividad primaria y respiración para la bahía son escasos y prácticamente nulos en el estero de Urías.

El objetivo de este trabajo fue medir la productividad neta (PN) y respiración (R) de la comunidad, por medio de los cambios en la concentración de oxígeno en botellas claras y oscuras incubadas *in situ*, para de esta manera caracterizar su comportamiento por medio del análisis de la magnitud, variabilidad y relación entre clorofila *a* (Chl *a*), PN, R y razón de asimilación en el Estero de Urías durante el período 1996–2000.

## LOS MÉTODOS

El estudio fue realizado de abril de 1996 a junio de 2000, en una estación de trabajo localizada en  $23^{\circ}09'13''\text{N}$  y  $106^{\circ}18'16''\text{W}$ , en la parte más interna del Estero de Urías (fig. 1). Una amplia descripción de este estero puede encontrarse en el trabajo de Soto-Jiménez y Páez-Osuna (2001).

Figura 1. Localización del área de muestreo dentro del Estero de Urías, Mazatlán, Sinaloa



Los muestreos realizados no fueron sistemáticos y se ajustaron a los periodos en los que se observó actividad en la unidad de producción camaronícola contigua a la zona de trabajo. En cada fecha de muestreo se verificó la uniformidad de la temperatura en la columna de agua, con lo cual se determinó la homogeneidad de la columna de agua. Posteriormente se recolectó una muestra de agua superficial por medio de un recipiente de plástico de 20 l de capacidad, para determinar la productividad y respiración, durante las primeras horas del día (08:00 a 09:00 h). Al mismo tiempo se estimó la penetración de la luz en la columna de agua por medio de un disco de Secchi y se llevó a cabo la filtración de un volumen conocido de agua en filtros GF/F, para calcular la Chl *a*, de acuerdo al procedimiento descrito por Parsons *et al.* (1984).

La PN y la R fueron calculadas por medio de cambios en la concentración de oxígeno disuelto en muestras de agua incubadas en botellas claras (BC) y oscuras (BO) respectivamente, durante un intervalo de tiempo de acuerdo

a la técnica introducida por Gaarder y Gran (1927). El agua recolectada fue cuidadosamente transferida por medio de un sifón, para evitar su agitación excesiva y la presencia de burbujas, dentro de seis botellas iniciales (BI), cuatro BO y doce BC de borosilicato con un volumen nominal de 125 ml. Las botellas fueron tapadas evitando atrapar burbujas en su interior y dispuestas en una estructura que permitió la incubación *in situ* (durante tres horas) de cuatro BC y cuatro BO en la superficie, cuatro BC a la profundidad del disco de Secchi y cuatro BC entre estas dos profundidades. Se adicionaron los reactivos Winkler, sulfato manganoso e ioduro alcalino a las BI tan pronto como se inició la incubación, y al término de la misma se agregaron a todas las BC y BO. El cálculo de la concentración de oxígeno se realizó por medio de un titulador fotométrico automatizado (Calvario-Martínez *et al.* 1998), la productividad bruta se calculó como la suma de PN y R, mientras que la razón de asimilación ( $P^B$ ) se obtuvo al dividir la productividad bruta entre la concentración de Chl *a*. La PN y R en cada fecha de muestreo se estimaron como el promedio de los valores de dichas variables obtenidas a las tres profundidades.

## LOS RESULTADOS

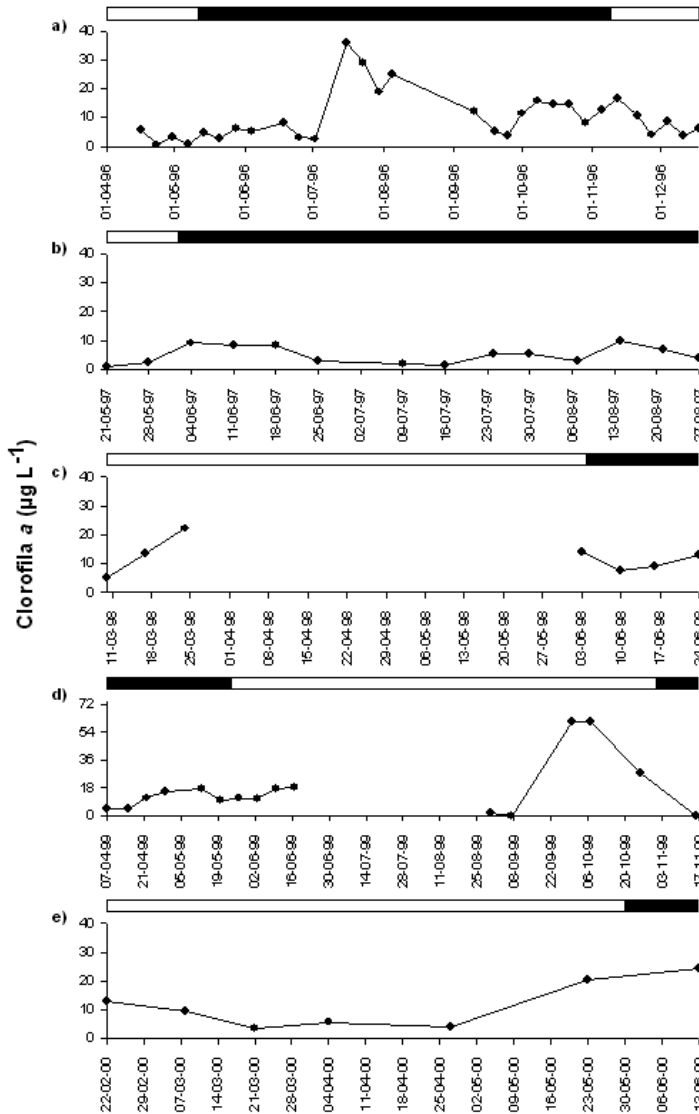
### LAS CONDICIONES AMBIENTALES

En el área de estudio predomina un clima cálido subhúmedo con lluvias de mayo a octubre, los meses “húmedos”, cuando se registra 81% de la precipitación anual (promedio anual del 1941–1996 = 805 mm). En los meses “secos” (enero a abril, noviembre y diciembre), sólo llueve el restante 19% (CNA, 2006).

### LA DISTRIBUCIÓN DE LA Chl *a*

La distribución de la Chl *a* durante el periodo abril–junio de 1996 varió entre 0.5 y 8.3  $\mu\text{g l}^{-1}$  (fig. 2a). A partir de junio la concentración se incrementó alcanzando su valor más alto a mediados de julio (36.0  $\mu\text{g l}^{-1}$ ). En los meses siguientes, agosto y septiembre, la concentración de Chl *a* desciende paulatinamente hasta llegar a 3.6  $\mu\text{g l}^{-1}$  a finales de septiembre. En octubre y noviembre se observó un ligero incremento en la cantidad de Chl *a*, variando entre 8.2 y 16.6  $\mu\text{g l}^{-1}$ , para finalmente llegar a valores cercanos a 6.0  $\mu\text{g l}^{-1}$  en diciembre. Para 1997 la concentración de Chl *a* varió entre 0.8 y 9.8  $\mu\text{g l}^{-1}$  de mayo a junio (fig. 2b). Por otro lado, en 1998 los valores son cercanos a los

Figura 2. Distribución de la concentración de Chl *a* en el Estero de Urías durante (a) 1996, (b) 1997, (c) 1998, (d) 1999 y (e) 2000. Las barras en blanco representan la época de secas, mientras que las barras sólidas corresponden a los meses de lluvia



22.2  $\mu\text{g l}^{-1}$  a finales de marzo y entre 7.5 a 14.2  $\mu\text{g l}^{-1}$  de Chl *a* en junio (fig. 2c). En mayo–junio de 1999 se registraron valores de Chl *a* entre 4.3 y 17.9  $\mu\text{g l}^{-1}$  y alrededor de 60.8  $\mu\text{g l}^{-1}$  en octubre (fig. 2d.). La Chl *a* para el periodo febrero–abril de 2000 osciló entre 3.8 y 12.9  $\mu\text{g l}^{-1}$  y es cercana a 24.4  $\mu\text{g l}^{-1}$  a finales de mayo (fig. 2e).

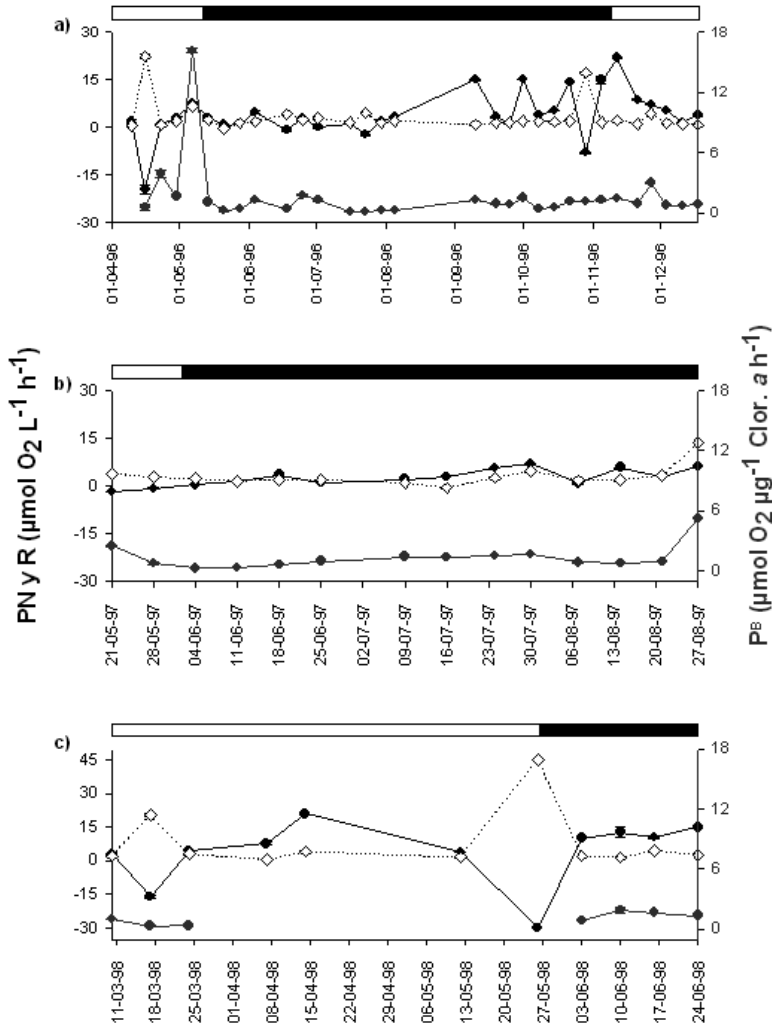
#### LA DISTRIBUCIÓN DE LA PN, R Y P<sup>B</sup>

En el caso de la productividad neta (fig. 3a), en 1996 se registraron valores negativos a principios de abril, ( $-19.6 \pm 1.4 \mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$ ) los cuales corresponden a los valores negativos de mayor magnitud. A partir de esta fecha y hasta finales de junio la PN se distribuye entre  $-2.3 \pm 0.1$  y  $4.7 \pm 0.4 \mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$ , patrón que sólo se alteró en la primera semana de mayo cuando PN fue de  $7.7 \pm 0.2 \mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$ . De julio a mediados de noviembre PN se incrementó, con algunas variaciones que alcanzan los  $-7.9 \pm 0.1 \mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$ , para finalmente registrarse un máximo anual de  $21.9 \pm 0.1 \mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$  a mediados de noviembre. Posteriormente los valores disminuyeron paulatinamente hasta alcanzar  $1.5 \pm 0.1 \mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$  en diciembre.

Los resultados de PN, de mayo a junio de 1997 (fig. 3b) fueron ligeramente negativos y se incrementaron hasta alcanzar aproximadamente  $6.8 \pm 0.2 \mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$  a finales de agosto. Durante 1998 se observaron grandes variaciones en PN (fig. 3c), que fue negativa en febrero (aproximadamente  $-16.2 \pm 0.5 \mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$ ) y cercana a  $-30.2 \pm 0.1 \mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$  en mayo presentando un máximo en abril ( $20.8 \pm 0.2 \mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$ ). La PN mostró amplias variaciones en 1999: de  $4.2 \pm 1.2$  a  $60.5 \pm 1.3 \mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$  de abril a junio y de  $14.3 \pm 1.1$  a  $78.6 \pm 0.8 \mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$  de septiembre a noviembre (fig. 3d). En 2000 la distribución de PN presentó valores ligeramente negativos ( $-5.6 \pm 0.5 \mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$ ) en febrero, con un incremento paulatino hasta alcanzar  $32.2 \pm 0.8 \mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$  a finales de mayo (fig. 3e).

En cuanto a R, ésta se mantuvo entre  $0.6 \pm 0.4$  y  $6.8 \pm 0.4 \mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$  a lo largo de todo 1996 (fig. 3a), con sólo dos valores fuera de esta distribución: el primero a mediados de abril con  $22.4 \pm 0.6 \mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$  y el segundo con  $17.2 \pm 0.1 \mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$  a finales de octubre. En 1997 R fue cercana a  $3.7 \pm 0.1 \mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$  en mayo y disminuyó paulatinamente hasta no ser detectable a mediados de julio (fig. 3b); posteriormente se incrementa hasta  $13.7 \pm 0.1 \mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$  a finales de agosto. Durante 1998 R es cercana a  $2.1 \pm 0.3 \mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$  (fig. 3c), con dos valores diferentes a este patrón, uno en marzo ( $20.4 \pm 0.7 \mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$ ) y otro en mayo ( $45.2 \pm 0.1 \mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$ ). En 1999 se repite

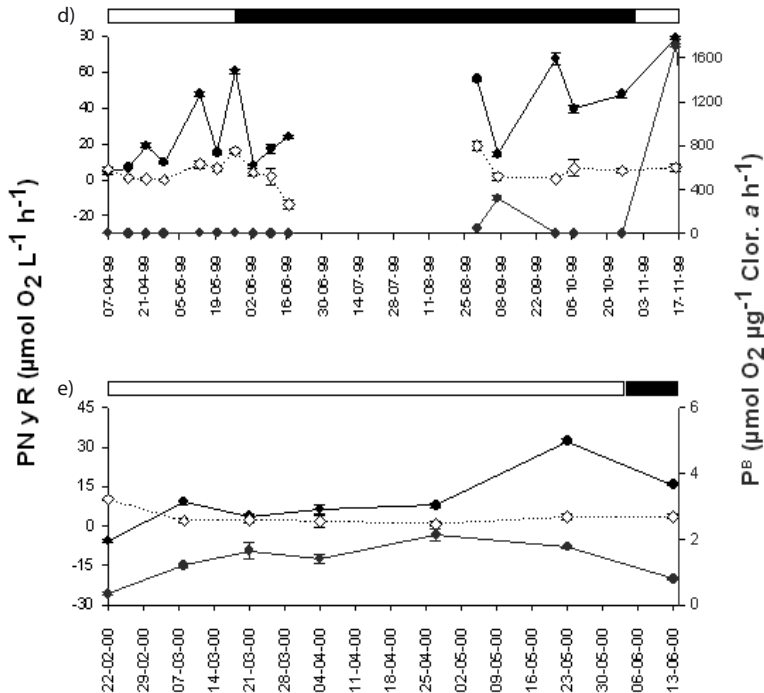
Figura 3. Distribución de la productividad neta (PN, ■), respiración (R, ◇) y razón de asimilación (PB, ●) en el Estero de Urías durante: (a) 1996, (b) 1997, (c) 1998, (d) 1999 y (e) 2000. Las barras en blanco representan la época de secas, mientras que las barras sólidas corresponden a los meses de lluvia



(Continúa)



Figura 3. Distribución de la productividad neta (PN, ■), respiración (R, ◇) y razón de asimilación (PB, ●) en el Estero de Urías durante: (a) 1996, (b) 1997, (c) 1998, (d) 1999 y (e) 2000. Las barras en blanco representan la época de secas, mientras que las barras sólidas corresponden a los meses de lluvia (*continúa*)



la tendencia observada el año anterior; valores bajos de R durante la mayor parte de los muestreos (fig. 3d), con dos máximos, uno cercano a  $16.0 \pm 1.4 \mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$  a finales de mayo y otro a finales de agosto (aproximadamente  $18.9 \pm 2.7 \mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$ ). En febrero de 2000 R fue cercana a  $10.1 \pm 0.4 \mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$  (fig. 3e), posteriormente disminuyó y varió en los meses siguientes entre  $0.8 \pm 0.7$  y  $3.7 \pm 0.8 \mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$ .

Los valores de  $P^B$  a lo largo de 1996 se distribuyeron alrededor de  $1.0 \pm 0.1 \mu\text{mol O}_2 \mu\text{g}^{-1} \text{ Chl } a \text{ h}^{-1}$  (fig. 3a). A finales de abril se observó un incremento

llegando a  $3.9 \pm 0.4 \mu\text{mol O}_2 \mu\text{g}^{-1} \text{Chl } a \text{ h}^{-1}$ , seguido de un máximo en mayo ( $16.1 \pm 0.2 \mu\text{mol O}_2 \mu\text{g}^{-1} \text{Chl } a \text{ h}^{-1}$ ). Hacia finales de noviembre se presentó un nuevo incremento en  $P^B$  ( $\sim 2.9 \pm 0.1 \mu\text{mol O}_2 \mu\text{g}^{-1} \text{Chl } a \text{ h}^{-1}$ ), similar al observado en abril. En mayo de 1997 (fig. 3b)  $P^B$  alcanza un valor cercano a  $2.5 \pm 0.1 \mu\text{mol O}_2 \mu\text{g}^{-1} \text{Chl } a \text{ h}^{-1}$ , seguido de pequeñas variaciones de  $\sim 0.7 \pm 0.1 \mu\text{mol O}_2 \mu\text{g}^{-1} \text{Chl } a \text{ h}^{-1}$  hasta agosto, cuando se observó otro incremento en  $P^B$  hasta llegar cerca de  $5.2 \pm 0.1 \mu\text{mol O}_2 \mu\text{g}^{-1} \text{Chl } a \text{ h}^{-1}$ . Durante 1998 (fig. 3c) se observaron variaciones en  $P^B$  de  $0.3 \pm 0.1$  a  $1.9 \pm 0.3 \mu\text{mol O}_2 \mu\text{g}^{-1} \text{Chl } a \text{ h}^{-1}$ . En 1999  $P^B$  fue cercana a  $321.6 \pm 20.0 \mu\text{mol O}_2 \mu\text{g}^{-1} \text{Chl } a \text{ h}^{-1}$  en septiembre y  $1711.1 \pm 13.6 \mu\text{mol O}_2 \mu\text{g}^{-1} \text{Chl } a \text{ h}^{-1}$  en noviembre (fig. 3d). Estos valores son los más altos no sólo en este año sino en todos los años trabajados. Para 2000  $P^B$  fue cercana a  $0.3 \pm 0.1 \mu\text{mol O}_2 \mu\text{g}^{-1} \text{Chl } a \text{ h}^{-1}$  en febrero, se incrementó a  $2.1 \pm 0.2 \mu\text{mol O}_2 \mu\text{g}^{-1} \text{Chl } a \text{ h}^{-1}$  en abril y disminuyó hasta llegar a  $0.8 \pm 0.1 \mu\text{mol O}_2 \mu\text{g}^{-1} \text{Chl } a \text{ h}^{-1}$  en junio (fig. 3e).

## DISCUSIÓN

### COMPORTAMIENTO ANUAL DE LA Chl *a*

Con base en los resultados obtenidos en los diferentes periodos y años muestreados, es posible describir un comportamiento típico de la distribución de la Chl *a* en el tiempo para el área de trabajo en el estero de Urías. Este patrón sigue muy de cerca la distribución de las lluvias en la zona de trabajo: valores bajos de Chl *a* durante los meses secos ( $9.8 \mu\text{g l}^{-1}$ ) y altos en los meses de lluvia ( $36.0 \mu\text{g l}^{-1}$ ). Los cambios observados en la concentración de Chl *a* a lo largo del año son de esperarse, dado que durante los meses de lluvia se acarrearán materia orgánica y nutrientes a los sistemas costeros, lo cual favorece el crecimiento fitoplanctónico (Gilmartín y Revelante 1978).

La distribución de la Chl *a* en el área de muestreo tiene un comportamiento muy diferente al de la zona costera, tanto en magnitud como en su distribución en las cercanías del puerto de Mazatlán. Para esta zona, Cruz-Martínez (1995) reporta un máximo de Chl *a* en marzo-abril ( $6.7 \mu\text{g l}^{-1}$ ) y un segundo máximo pero de menor magnitud ( $1.8 \mu\text{g l}^{-1}$ ) en octubre–noviembre. Por otra parte, Saavedra-Rojas (1996), durante el periodo septiembre de 1993 a agosto de 1994 en una estación cercana al puerto de Mazatlán, describe un comportamiento similar al reportado aquí, aunque la magnitud es diferente y no rebasa los  $5.8 \mu\text{g l}^{-1}$ . La concentración de Chl *a* en el área de estudio aparentemente no sólo responde a cambios estacionales e intercambio de masas de agua

sino que también está ligada a actividades antropogénicas. De acuerdo a lo discutido por Soto-Jiménez y Páez-Osuna (2001), los efluentes de las granjas camaronícolas están asociados con altas cantidades de materia orgánica, Chl *a*, nitrógeno y fósforo, favoreciendo estos últimos el crecimiento fitoplanctónico y, en consecuencia, incrementando la concentración de Chl *a*.

#### COMPORTAMIENTO ANUAL DE LA PN, R Y P<sup>B</sup>

En el caso de PN, su comportamiento anual responde a la concentración de organismos autótrofos en el ecosistema. La PN presenta valores negativos que varían en magnitud en los primeros meses del año (de  $-19.6 \pm 1.4$  a  $1.5 \pm 0.1$   $\mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$ ), se incrementan ligeramente al iniciar las lluvias, con máximos en noviembre ( $21.9 \pm 0.1$   $\mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$ ) y disminuyen conforme inicia la época de secas. Por su parte, R alcanza  $22.4 \pm 0.6$   $\mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$  en los meses secos, pero muestra valores cercanos a  $0.6 \pm 0.4$   $\mu\text{mol O}_2 \text{ l}^{-1} \text{ h}^{-1}$  el resto del año.

En la zona estudiada la producción es mínima durante la época de secas, predominando la actividad respiratoria de los organismos, por lo que el área tiende a ser heterotrófica y servir como fuente de CO<sub>2</sub> (Duarte y Agustí 1998). El resto del año la producción es consistentemente mayor que la respiración, indicando la predominancia de condiciones autótrofas en el ecosistema y captura de CO<sub>2</sub> (Duarte y Agustí 1998). El cambio de condiciones heterótropas a autótrofas en la zona de estudio concuerda con lo señalado por Hitchcock *et al.* (2000) respecto a que los sistemas tropicales pueden actuar como sumideros de CO<sub>2</sub> en escalas de tiempo relativamente pequeñas.

Los valores de P<sup>B</sup> variaron entre  $0.3 \pm 0.1$  y  $5.2 \pm 0.1$   $\mu\text{mol O}_2 \mu\text{g}^{-1} \text{ Chl } a \text{ h}^{-1}$ , con excepción los  $16.1 \pm 0.2$   $\mu\text{mol O}_2 \mu\text{g}^{-1} \text{ Chl } a \text{ h}^{-1}$  registrados en la temporada de lluvias de 1996. Los valores de P<sup>B</sup> no presentan un patrón definido, si bien se observan algunos más altos durante la época de lluvias. Estos resultados concuerdan con los señalados por Su *et al.* (2004) y son producto de la combinación de altos valores de productividad bruta y Chl *a*. Adicionalmente es importante señalar que la estructura de las comunidades fitoplanctónicas puede verse afectada por una disminución en la velocidad del flujo de agua (Su *et al.* 2004). Dado que la estación de trabajo se localizó en la parte más interna del estero es posible que esta condición se presente y afecte la eficiencia fotosintética de la comunidad fitoplanctónica.

Por otro lado, es importante hacer notar la amplia disparidad que presentan los valores de Chl *a*, PN, R y P<sup>B</sup> durante 1999 con respecto a otros años. Posiblemente el aporte de nutrientes provenientes de los efluentes de las granjas

camaronícolas cercanas a la zona de trabajo se hayan incrementado durante ese año incrementando la magnitud en cada uno de estos parámetros.

## CONCLUSIONES

La zona estudiada dentro del Estero de Urías presenta concentraciones bajas de Chl *a* durante los meses secos, y altas en la época de lluvia. También la biomasa fitoplanctónica afecta los procesos de producción y respiración que se presentan en el ecosistema, variando de condiciones heterótrofas en época de secas a autótrofas durante las lluvias. La amplia variabilidad en la razón de asimilación puede deberse a un reducido flujo de agua que afecta la estructura de las comunidades fitoplanctónicas. Para 1999 los parámetros evaluados son considerablemente mayores que los obtenidos en otros años posiblemente debido a una descarga inusual de nutrientes provenientes de la actividad camaronícola que se realiza en la zona.

## BIBLIOGRAFÍA

- Arenas-Fuentes V, Flores-Verdugo FJ. 1991. Ecología de los manglares, productividad acuática y perfil de comunidades en los ecosistemas lagunares estuarinos de la Costa Noroccidental de México. Informe Técnico. DGAPA-UNAM, Clave IN-202389. 350 pp.
- Boynton WR, Kemp WM, Keefe CW. 1982. A comparative analysis of nutrients and other factors influencing estuarine phytoplankton production. In: V.S. Kennedy (Ed.), *Estuarine Comparisons*. Academic Press, pp. 69–90.
- Duarte CM, Agusti S. 1998. The CO<sub>2</sub> balance of unproductive aquatic ecosystems. *Science* 281: 234–236.
- Calvario-Martínez O, Flores-Verdugo FJ, Saavedra-Rojas C, Cruz-Martínez A. 1998. Sistema automatizado para la determinación fotométrica del punto final en titulaciones WINKLER. *Hidrobiológica*, 8 (1): 1–8.
- CNA 2006. Servicio Meteorológico Nacional. Temperatura y Precipitación. <http://smn.cna.gob.mx/>. Fecha de acceso 6 de febrero 2006.
- Cortés-Altamirano R, Rojas-Trejo S. 1981. Variación estacional de comunidades fitoplanctónicas de la Bahía de Mazatlán, SAinaloa, México (1980). VII Simposio Latinoamericano Sobre Oceanografía Biológica, Acapulco, México. 219–240.
- Cruz-Martínez A. 1995. Productividad primaria acuática en la costa noroccidental del Pacífico Mexicano. Determinación, Análisis y Predicción”. Tesis de licenciatura, Facultad de Ciencias, UNAM.

- Dickson ML, Orchardo J. 2001. Oxygen production and respiration in the Antarctic Polar front region during the austral spring and summer. *Deep-Sea Res.* 48: 4101–4126.
- Gaarder T, Gran HH. 1927. Investigations of the production of plankton in the Oslo Fjord. *Rapp. P. V. Reun. Cons. Int. Explor. Mer.* 42:1–48.
- Gilmartin MN, Revelante N. 1978. The phytoplankton characteristics of the barrier island lagoons of the Gula of California. *Estuar. Coast. Mar.Sci.* 7: 29–47.
- Hitchcock GL, Vargo GA, Dickson ML. 2000. Plankton community composition, production and respiratios in relation to dissolved inorganic carbon on the west Florida Shelf, April 1996. *Journal of Geophysical Research.* 105: 6579.
- Parsons TR, Maita Y, Lalli CM. 1984. *A manual of chemical and biological methods for seawater analysis.* Pergamon Press, Oxford, U.K. 173 pp.
- Robinson C, Widdicombe CE, Zubkov MV, Tarran GA, Miller AEJ, Ress AP. 2002. Plankton community respiration during a coccolithophore bloom. *Deep-Sea Res.* 49: 2929–2950.
- Robinson C, Serret P, Tilstone G, Teira E, Zubkov MV, Rees AP, Malcolm E, Woodward S. 2002a. Plankton respiration in the Eastern Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res.* 49: 787–813.
- Saavedra-Rojas NC. 1996. Evaluación de la productividad primaria bajo un gradiente artificial de luz, durante un ciclo anual en la zona adyacente a Mazatlán, Sinaloa, México. Tesis de licenciatura, Facultad de Ciencias, UNAM.
- Soto-Jiménez MF, Páez-Osuna F. 2001. Distribution and Normalization of Heavy Metal Concentrations in Mangrove and Lagoonal Sediments from Mazatlan Harbor (SE Gulf of California). *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 53: 259–274
- Su H-M, Lin H-J, Hung J-J. 2004. Effects of nidal flushing on phytoplankton in a eutrophic tropical lagoon in Taiwán. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 61: 739–750.
- White DL, Porter DE, Lewitus AJ. 2004. Spatial and temporal analyses of water quality and phytoplankton biomass in an urbanized versus a relatively pristine salt marsh estuary. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 298: 255–273.

# 16 DINÁMICA DEL CARBONO ORGÁNICO PARTICULADO EN UN LAGO TROPICAL PROFUNDO

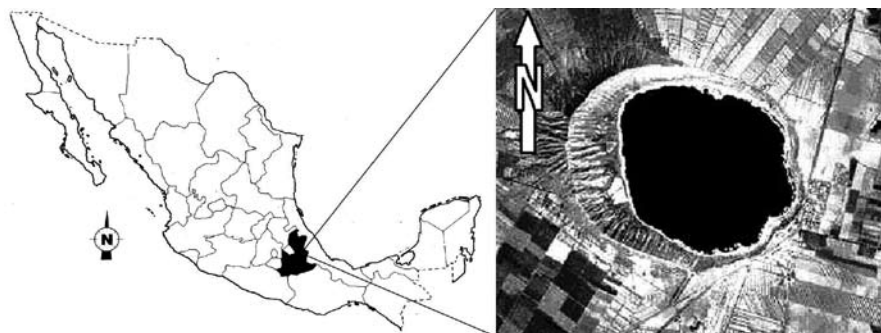
*J. Alcocer, D.P. López-Anaya y L.A. Oseguera*

## INTRODUCCIÓN

La dinámica del carbono orgánico particulado (COP) en el océano y la zona costera ha sido estudiada ampliamente (p.e., Karl *et al.* 1991, Ittekkot *et al.* 1996). Paradójicamente, la información que se ha generado para los cuerpos acuáticos epicontinentales es escasa; la mayoría de estos trabajos se limitan a lagos de la zona templada, y son muy pocos los que se han realizado en ambientes tropicales y ninguno en México.

Alchichica, en el estado de Puebla (fig. 1), es un lago tropical, monomítico cálido y uno de los lagos más profundos de México (profundidad máxima = 64m); su forma es aproximadamente circular (diámetro = 1,733 m) con un área de 1.81 km<sup>2</sup> (Alcocer *et al.* 2000). Su principal aporte de agua es de manto freático y en menor cantidad la precipitación pluvial (aprox. 200 mm al año). Este lago presenta aguas hiposalinas ( $\approx 8.5\text{g L}^{-1}$ ), alcalinas y de pH básico ( $\approx 9$ ) (Vilaclara *et al.* 1993). Alchichica es un lago bastante estudiado desde un punto de vista limnológico, sin embargo este es el primer trabajo cuyo objetivo es el de reconocer su dinámica temporal y espacial de concentración del COP, así como los factores que la determinan.

Figura 1. Localización geográfica del Lago Alchichica, Puebla



## LOS MÉTODOS

Se dio seguimiento a la dinámica de la fracción orgánica de la masa particulada –seston– como una aproximación al COP. El COP en los ecosistemas lacustres presenta una relación cercana a la dinámica del fitoplancton (Järvinen *et al.* 1999, Jellison y Melack 2001, Brzáková *et al.* 2003; Punning *et al.* 2003); dado que el fitoplancton contribuye en gran medida a la masa de la materia particulada (i.e., seston) en un cuerpo acuático, la fracción orgánica de ésta última ha sido tomada como equivalente o buena aproximación del COP.

El estudio se realizó durante un ciclo anual, con frecuencia de muestreo mensual. Los muestreos se hicieron en la porción central y más profunda del lago. Se tomaron muestras de agua a 10 diferentes profundidades seleccionadas con base en la presencia de las principales clinas (i.e., termoclina, oxiclina), la fluorescencia natural emitida por la clorofila *a* (Chl *a*), indicador de la concentración de biomasa fitoplanctónica y el grosor de las capas de mezcla ( $Z_{MIX}$ ) y eufótica ( $Z_{EU}$ ). Lo anterior permitió reconocer la heterogeneidad vertical de la columna de agua. Para la determinación de los perfiles verticales de temperatura y oxígeno disuelto (OD) se utilizó una sonda multiparamétrica de calidad de agua marca Hydrolab modelo DS4/SVR4, y para los perfiles de radiación fotosintéticamente activa (PAR) y fluorescencia natural un perfilador de fluorescencia natural marca Biospherical modelo PNF-300. Para la determinación del COP se filtraron tres muestras de agua de cada profundidad a través de filtros precombustionados (500°C, 4 hrs.) Whatman GF/F (poro nominal 0.7  $\mu\text{m}$ ) de 47 mm de diámetro; posteriormente los filtros fueron analizados por el método de pérdida en combustión –*lost on ignition*, LOI– (550°C, 4 hrs) (Chung *et al.* 2004).

Para la evaluación de la concentración de Chl *a* se siguió el método 445.0 de la EPA (Arar y Collins 1997). Se filtraron 50 ml de cada muestra a través de un filtro GF/F de 13 mm de diámetro. Posteriormente se extrajo la clorofila de estos filtros con 10 ml de acetona al 90% durante un periodo mayor a 12 horas y menor de 24 en oscuridad y refrigeración. La clorofila extraída se evaluó en un fluorómetro digital marca Turner Designs modelo 10-AU.

Con los datos generados se elaboraron diagramas profundidad-tiempo de isopletras de COP y Chl *a*. Con la matriz de los datos de COP se realizaron análisis de varianza y *t* de student para determinar si existían diferencias entre los distintos estratos del lago.

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El patrón de hidrodinámica del lago indicado por los perfiles de temperatura y OD confirma su naturaleza monomítica cálida establecida por Alcocer *et al.* (2000). La circulación o mezcla del lago comenzó a finales de diciembre o principios de enero y se extendió hasta principios de marzo durante la época seca fría, mientras que el lago permaneció estratificado el resto del año (finales de marzo a principios de diciembre), durante la época cálida de lluvias. La concentración de OD fue elevada y homogénea a lo largo de la columna de agua durante la circulación. Una vez iniciada la estratificación la concentración de OD en el hipolimnion disminuye rápidamente hasta agotarse de forma tal que, para mediados de año, todo el hipolimnion (de los 35–40 m y hasta el fondo) se torna anóxico permaneciendo así hasta la circulación. Por otro lado, el epilimnion –de los primeros diez metros y hasta ocupar los 40m superficiales en diciembre– se encontró bien oxigenado, cercano a la saturación en la capa más superficial.

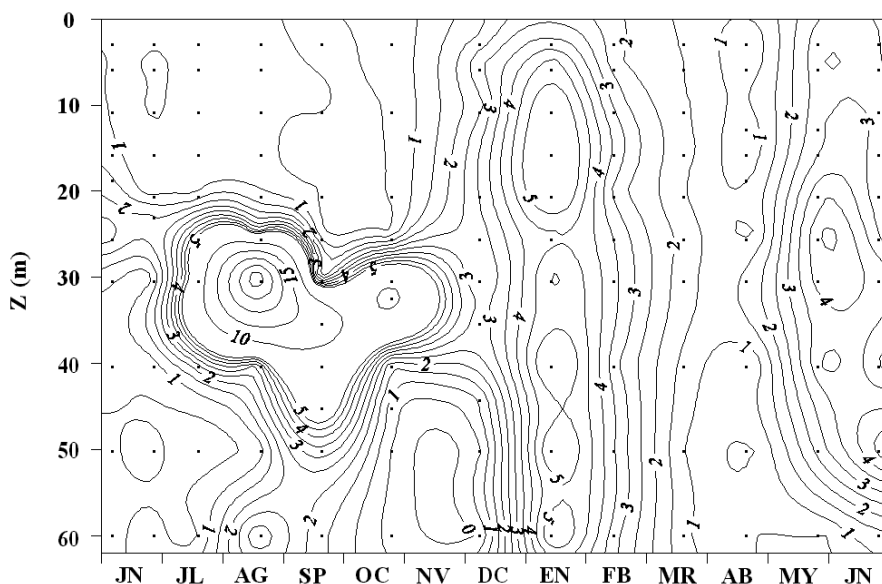
La termoclina y la oxiclina generalmente coinciden en el metalimnion durante la estratificación (abril a diciembre). La  $Z_{MIX}$  y la  $Z_{EU}$  durante la estratificación abarcaron el epilimnion y el tope del metalimnion del lago. Durante la circulación la  $Z_{MIX}$  es máxima (62m) mientras que la  $Z_{EU}$  es mínima (12m) definiendo la etapa de aguas turbias. Al inicio de la estratificación la  $Z_{MIX}$  disminuye drásticamente (5m). En contraparte, durante la estratificación bien establecida y tardía la  $Z_{MIX}$  va aumentando (de 20m a 40m, respectivamente) al igual que la  $Z_{EU}$  (de 20m a 40m, respectivamente) indicando la etapa de aguas claras.

La concentración de Chl *a* fluctuó entre amplios límites (0.290–34.678  $\mu\text{g L}^{-1}$ ). La concentración anual media ( $2.910 \pm 4.006 \mu\text{g L}^{-1}$ ) ratificó las características oligotróficas del lago previamente establecidas para el lago Alchichica



por diversos autores, por ejemplo Alcocer *et al.* (2000), con base en diferentes indicadores (p.e., nutrientes, concentración de Chl *a*, profundidad de disco de Secchi). Las mayores concentraciones medias de Chl *a* (fig. 2) se presentaron a lo largo de la columna de agua durante la circulación, así como en el metalimnion durante el periodo de estratificación conformando el máximo profundo de clorofila.

Figura 2. Diagrama profundidad-tiempo de isopletas de clorofila *a* (expresado en  $\mu\text{g L}^{-1}$ ) del Lago Alchichica



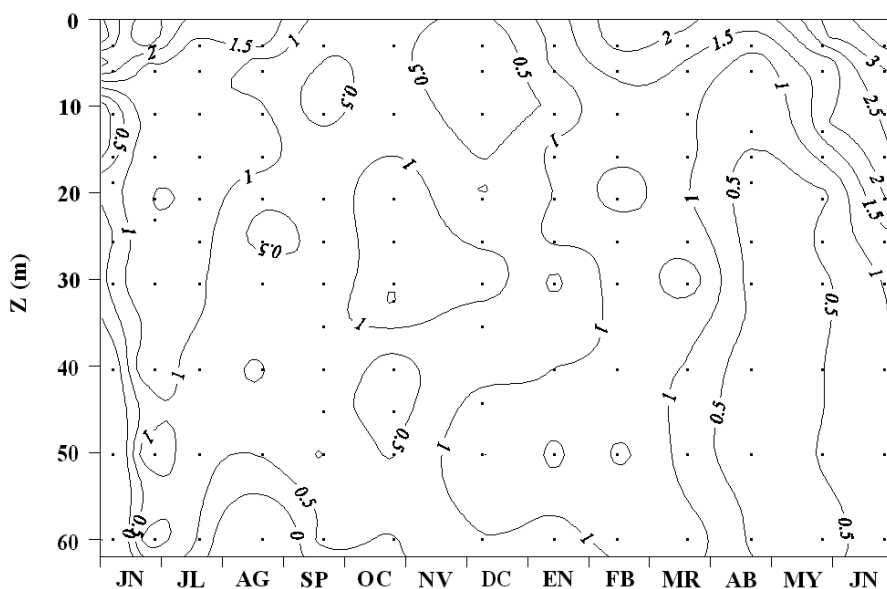
La concentración de COP en Alchichica fluctuó entre  $< 0.1$  y  $4.0 \text{ mg L}^{-1}$ , con un promedio de  $1.0 \pm 0.7 \text{ mg L}^{-1}$ . Durante la estratificación las concentraciones medias se encontraron entre  $< 1.0 \text{ mg L}^{-1}$  y  $2.0 \text{ mg L}^{-1}$ ; por otro lado, durante la circulación se encontraron valores entre  $0.7 \text{ mg L}^{-1}$  y  $1.5 \text{ mg L}^{-1}$  (tabla 1). En el perfil vertical (fig. 3) las concentraciones medias más elevadas se encontraron en el epilimnion ( $0.5\text{--}3.3 \text{ mg L}^{-1}$ ) y las más bajas en el hipolimnion ( $< 0.1\text{--}1.4 \text{ mg L}^{-1}$ ); el metalimnion mostró valores medios intermedios entre el epi y el hipolimnion, de  $0.2$  a  $2.4 \text{ mg L}^{-1}$ . Durante la estratificación se encontraron diferencias significativas ( $p < 0.5$ ) entre las concentraciones medias de COP entre el epilimnion y el hipolimnion; sin embargo, no se presentaron diferencias significativas ( $p < 0.5$ ) entre el epi y el metalimnion.

Tabla 1. Concentración promedio de COP -Carbono Orgánico Particulado- ( $\text{mg L}^{-1}$ ) de los diferentes estratos en la columna de agua del lago Alchichica, México. (Epi = epilimnion, Meta = metalimnion, Hipo = hipolimnion). (Las cifras en negritas indican una diferencia significativa,  $p < 0.05$ )

Capa	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun
Epi	<b>1.2a</b>	<b>1.8a</b>	<b>1.2a</b>	<b>1.3a</b>	0.5a	<b>1.0a</b>	<b>0.5a</b>		<b>1.7a</b>	<b>1.3a</b>	<b>0.7a</b>	<b>2.5a</b>	<b>3.3a</b>
Meta	<b>0.2a</b>	<b>1.5a</b>	<b>1.3a</b>	0.6b	0.6a	<b>1.4a</b>	<b>1.1a</b>	0.9				1.3b	2.4b
Hipo	<0.1b	<b>1.4a</b>	0.8b	<0.1b	<b>0.8b</b>	0.4b	<b>1.2a</b>		<b>1.2b</b>	<b>1.2a</b>	0.2b	0.6c	1.1c
Columna	<0.1	1.6	1.0	0.7	0.7	0.9	0.7	0.9	1.5	1.2	0.4	1.2	2.0

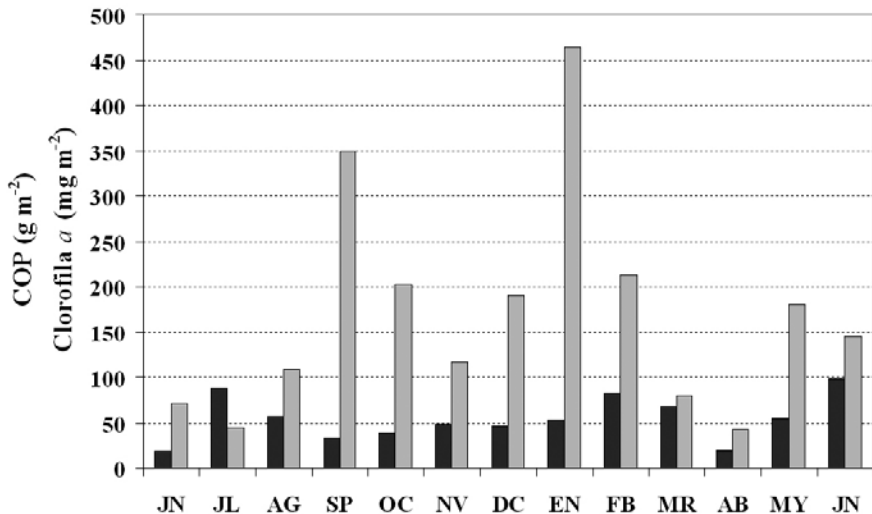
Las concentraciones de COP encontradas en Alchichica son similares a las reportadas para otros lagos, por ejemplo el Lago Maggiore ( $0.2\text{--}1.8 \text{ mg L}^{-1}$ , Bertoni y Callieri 1981;  $<0.1\text{--}0.8 \text{ mg L}^{-1}$  Callieri 1997) y el Lago Di Mergozzo ( $0.15\text{--}0.9 \text{ mg L}^{-1}$ , Callieri *et al.* 1986). Las características tróficas de los lagos Maggiore y Di Mergozzo (oligo-mesotróficos) son similares a las de Alchichica, lo cual resulta congruente con su concentración de COP.

Figura 3. Diagrama profundidad-tiempo de isopletas de COP (expresado como LOI en  $\text{mg L}^{-1}$ ) del Lago Alchichica



En general, la dinámica del COP en Alchichica está muy relacionada con la hidrodinámica del lago. El largo periodo de estratificación (alrededor de nueve meses) hace que el COP permanezca dentro de la ZMIX que coincide con la ZEU. Lo anterior confirma que en lagos tropicales una diferencia pequeña de temperatura en la termoclina constituye una barrera efectiva contra la exportación de carbono orgánico al hipolimnion. Estudios previos en el lago Alchichica (p.e., Adame 2005) han mostrado que la fracción grande ( $> 2 \mu\text{m}$ ) del fitoplancton es la dominante a lo largo del año. Por lo anterior, la ruta preferencial que sigue la producción primaria fitoplanctónica en el lago es su exportación por debajo de la termoclina. A pesar de ello, el que la concentración de COP en el hipolimnion sea baja indica que la tasa de sedimentación es elevada y que las grandes diatomeas (p.e. *Cyclotella alchichicana*,  $\geq 50\mu\text{m}$ ) se depositan rápidamente en el sedimento. Un cálculo teórico de la tasa de sedimentación estimada para la talla y forma de *C. alchichicana* (i.e.,  $44.26 \mu\text{m s}^{-1}$ , Reynolds 1984) indica que ésta recorrería casi cuatro metros por día. El pronto desarrollo de un hipolimnion anóxico proporciona evidencia adicional a favor de esta hipótesis.

Figura 4. Valores integrados en la columna de agua de COP (negro) (expresados en  $\text{g m}^{-2}$ ) y clorofila *a* (gris) (expresado en  $\text{mg m}^{-2}$ ) del Lago Alchichica



El comportamiento en el perfil vertical coincide con lo reportado en otros trabajos (p.e., Callieri 1997). Sin embargo, con relación a la dinámica temporal no se midieron las mayores concentraciones durante los florecimientos de invierno (diatomeas) y primavera (cianobacterias) como era esperado de acuerdo a la literatura (p.e., Viner-Mozzini *et al.* 2003). Esta discrepancia podría asociarse a que en Alchichica el fitoplancton no sea la principal fuente de COP. Hessen *et al.* (2003) encontraron que en 109 lagos del sureste de Noruega el detrito constituye más de 50% del COP, mientras que el fitoplancton menos del 40%. Lo anterior también explicaría la falta de correlación entre la Chl *a* y el COP (fig. 4). Este hecho sugiere la existencia de una fuente alóctona importante de COP y/o que la fracción heterotrófica y/o detrito del seston autóctono es de magnitud considerable. Se están llevando a cabo estudios que pretenden dar respuesta a este aspecto.

## CONCLUSIONES

Las concentraciones de COP en el lago Alchichica (entre  $< 0.1$  y  $4.0 \text{ mg L}^{-1}$ ,  $1.0 \pm 0.7 \text{ mg L}^{-1}$ ) son similares a las encontradas en otros lagos de condición trófica equivalente (oligo-mesotrófico).

El régimen monomítico cálido del lago explica la dinámica en el perfil vertical del COP con concentraciones más elevadas en la  $Z_{\text{MIX}}$  ( $0.5\text{--}3.3 \text{ mg L}^{-1}$ ), siendo significativamente ( $p < 0.05$ ) menores por debajo de la termoclina ( $< 0.1\text{--}1.4 \text{ mg L}^{-1}$ ).

A diferencia de los esperado (i.e., mayores concentraciones de COP durante los florecimientos fitoplanctónicos de invierno y primavera), no se encontró un patrón temporal en la concentración de COP. Es probable que esta discrepancia derive del hecho de que sea el detrito de fuentes alóctonas y no el fitoplancton la fuente principal de COP para el lago.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el apoyo financiero recibido a través de los proyectos 41667 (Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología) y IN210806-3 (PAPIIT, Dirección General de Asuntos del Personal Académico, UNAM) que hicieron posible llevar a cabo la presente investigación.

## BIBLIOGRAFÍA

- Adame MF. 2005. Periodos característicos en las oscilaciones de la biomasa fitoplanctónica en un lago oligotrófico tropical. Tesis de Maestría en Ciencias del Mar y Limnología, UNAM. México, 107 pp.
- Alcocer J, Lugo A, Escobar E, Sánchez MR, Vilaclara G. 2000. Water column stratification and its implications in the tropical warm monomictic Lake Alchichica, Puebla, Mexico. *Verh. Int. Ver. Limnol.* 27: 3166–3169.
- Arar EJ, Collins GB. 1997. Method 445.0. *In vitro* determination of chlorophyll *a* and pheophytin *a* in marine and freshwater algae by fluorescence. U.S. Environmental Protection Agency. Cincinnati, 22 pp.
- Brzáková M, Hejzlar J, Nedoma J. 2003. Phosphorus uptake by suspended and settling seston in a stratified reservoir. *Hydrobiologia* 504: 39–49.
- Bertoni R, Callieri C. 1981. Underwater transmittance as a tool in the study of spatial distribution of particulate organic matter. *Verh. Int. Ver. Limnol.* 21: 120–124.
- Callieri C, Bertoni R, Contesini M. 1986. Settling rates of particulate matter in Lago di Mergozzo (Northern Italy). *Mem. Ist. Ital. Idrobiol.* 44: 147–164.
- Callieri C. 1997. Sedimentation and aggregate dynamics in Lake Maggiore, a large, deep lake in Northern Italy. *Mem. Ist. Ital. Idrobiol.* 56: 37–50.
- Chung Y, Chang HC, Hung GW. 2004. Particulate flux and <sup>210</sup>Pb determined on the sediment trap and core samples from the northern South China Sea. *Cont. Shelf Res.* 24: 673–691.
- Hessen DO, Andersen T, Brettum P, Faafeng BA. 2003. Phytoplankton contribution to sestonic mass and elemental ratios in lakes: implications for zooplankton nutrition. *Limnol. Oceanogr.* 48: 1289–1296.
- Ittekkot V, Schäfer P, Honjo S, Depetris PJ. 1996. *Particle Flux in the Ocean*. Wiley, 396 pp.
- Järvinen M, Salonen K, Sarvala J, Vuorio K, Virtanen A. 1999. The stoichiometry of particulate nutrients in Lake Tanganyika—implications for nutrient limitation of phytoplankton. *Hydrobiologia* 407: 81–88.
- Jellison R, Melack JM. 2001. Nitrogen limitation and particulate elemental ratios of seston in hypersaline Mono Lake, California, U.S.A. *Hydrobiologia* 466: 1–12.
- Karl DM, Hebel DV, Winn C. 1991. Procedures for particulate carbon, nitrogen, phosphorus and total mass analysis used in the US-JGOFS Hawaii ocean time-series program. En: Hurd DC, Spencer DW (eds.), *Marine particles: analysis and characterization*. American Geophysical Union, Washington DC. Pp. 71–77.
- Punning JA, Jaanus T, Koff T, Alliksaar T. 2003. Seasonal fluxes of particulate matter in a small closed lake in northern Estonia. *Water Air Soil Pollut.* 149: 77–92.

- Reynolds CS. 1984. *The ecology of freshwater phytoplankton*. Cambridge University Press, 384 pp.
- Vilaclara G, Chávez M, Lugo A, González H, Gaytán M. 1993. Comparative description of crater-lakes basic chemistry in Puebla state, Mexico. *Verh. Int. Ver. Limnol.* 25: 435–440.
- Viner-Mozzini Y, Zohary T, Gasith A. 2003. Dinoflagellate bloom development and collapse in Lake Kinneret: a sediment trap study. *J. Plankton Res.* 25: 591–602.



Cuarta parte

---

*Procesos a diversas  
escalas en el carbono  
oceánico*





## 17 PRODUCCIÓN DE CARBONO ORGÁNICO EN LOS MARES MEXICANOS (1998–2005)

---

*M.D. Martínez-Gaxiola, R. Sosa-Ávalos  
y G. Gaxiola-Castro*

### INTRODUCCIÓN

Es fundamental conocer las tasas de producción de carbono orgánico generado por el fitoplancton marino (producción primaria total, PP) debido a que éstas pueden ser utilizadas en modelos para estimar los flujos de carbono en la columna de agua, en la interfase atmósfera-océano y en las redes tróficas (Falkowski *et al.* 1998, Schlitzer 2000). Esta PP puede clasificarse como producción primaria nueva (PN) o producción primaria regenerada (PR) en función del origen del nitrógeno utilizado en el crecimiento del fitoplancton (Dugdale y Goering 1967). La PN se produce cuando los nutrientes (en forma de nitratos,  $\text{NO}_3^-$ ) provienen de fuentes externas a la zona eufótica (ZE). Se considera como PR la que utiliza nitrógeno reciclado biológicamente (en forma de amonio,  $\text{NH}_4^+$ ) dentro de la ZE. Eppley y Peterson (1979) denominaron razón-*f* a la proporción PN:PP, la cual varía desde 0.05 para regiones oligotróficas, hasta valores mayores a 0.50 en regiones de surgencias costeras (Eppley 1981).

La materia orgánica producida por el fitoplancton se integra a mecanismos biogeoquímicos y físicos complejos en las capas superiores de los océanos del mundo, hundiéndose una porción de ésta más allá de la ZE. La proporción existente entre esta cantidad de carbono orgánico ( $\text{C}_{\text{org}}$ ) “exportado” y PP se denomina razón-*e* y, a partir de la clasificación de PP, es posible que sólo los

cambios en la PN puedan afectarla. Por ello, estimar razones- $f$  para diferentes regiones oceanográficas permite inferir tasas de PN, cuya magnitud y variabilidad proporciona una idea más clara del flujo potencial de materia orgánica por debajo de la ZE (Frost 1984).

Por consiguiente, cualquier esfuerzo orientado a estimar flujos y balances de carbono en el océano debe partir del conocimiento de la variabilidad espacial y temporal de la producción primaria oceánica. En este sentido, a pesar del extenso uso del método de  $^{14}\text{C}$  para medir tasas de PP, no se cuenta con la información suficiente para describir las variaciones espacio-temporales de esta variable en el océano mundial. La alternativa es emplear modelos regionales y/o globales que puedan ser alimentados con información disponible para áreas y periodos de interés. A pesar de sus limitaciones, estas herramientas proporcionan una excelente aproximación a las fluctuaciones de mesoescala de la PPI (Platt y Sathyendranath 1988, Longhurst *et al.* 1995, Behrenfeld y Falkowski 1997).

En México se han llevado a cabo esfuerzos para estimar la PP a partir de experimentos *in situ* y mediante el uso de modelos semianalíticos y empíricos. Como ejemplos de estos esfuerzos están el Programa IMECOCAL (Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California) frente a Baja California (Kahru y Mitchell 2002, Hernández-de-la-Torre *et al.* 2003, Aguirre-Hernández *et al.* 2004), el Programa Oceanográfico del Occidente de México (PROCOMEX) que abarca las regiones del Pacífico Tropical (Gaxiola-Castro y Alvarez-Borrego 1986, Sosa-Ávalos *et al.* 2006), el Golfo de California (Valdéz-Holguín y Lara-Lara 1987, Gaxiola-Castro *et al.* 1999, Hidalgo-González y Alvarez-Borrego 2004) y el Golfo de Tehuantepec (Gaxiola-Castro y Alvarez-Borrego 1986, Lara-Lara y Bazán-Guzmán 2005), y trabajos en el Golfo de México y el Mar Caribe Noroeste (Lohrenz *et al.* 1999, Barreiro-Güemes *et al.* 2003, Hidalgo-González *et al.* 2005). Sin embargo, hasta el momento no se han realizado estudios que permitan comparar la variabilidad temporal en las diferentes regiones oceanográficas del país con una estimación de su potencial para exportar  $\text{C}_{\text{org}}$  por debajo de la ZE.

En el presente trabajo se describe la variabilidad temporal y espacial de PPI a partir del modelo de Behrenfeld y Falkowski (1997) con información derivada de sensores remotos satelitales en los mares mexicanos de enero de 1998 a diciembre de 2005 y se analiza, a partir de aproximaciones a la PN, el potencial de estas regiones para exportar  $\text{C}_{\text{org}}$  por debajo de la ZE.

## LOS MÉTODOS

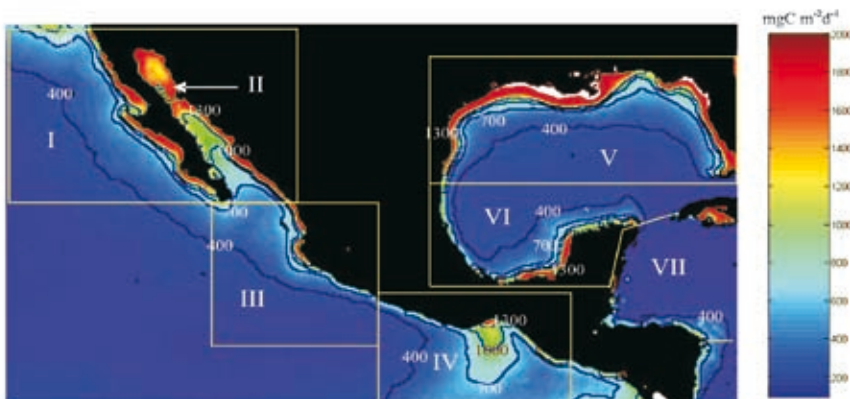
El área de estudio fue dividida en regiones oceanográficas (fig. 1) utilizando dos criterios: (1) la pertenencia a programas de investigación oceanográfica vigentes (IMECOCAL frente a Baja California, PROCOMEX en el Pacífico Tropical Mexicano) y (2) las dinámicas oceanográficas que influyen en la PP (golfos de California, Tehuantepec y México; Mar Noroeste). De esta división se derivaron siete regiones oceanográficas que quedaron conformadas de la siguiente manera:

Región I. Frente a Baja California (BC), desde la costa occidental de la Península de Baja California hasta 120°W, entre 22°31'N y 32°30'N.

Región II. Golfo de California (GC), incluyendo todo el Golfo de California hasta los 21°31'N. Región III. Pacífico Tropical Mexicano (PTM), desde la zona costera del sur de Sinaloa (22°31'N) al norte de Guerrero (17°55'N, 102°08'W), hasta los 110°W, y por el sur hasta los 14°N.

Región IV. Golfo de Tehuantepec (GT), desde la costa sur del Pacífico Mexicano hasta los 102°08'W, 10°N y 92°W.

Figura 1. Identificación de las regiones en las que se estimaron tasas de producción primaria integrada (PPI): (I) Baja California, (II) Golfo de California, (III) Pacífico Tropical Mexicano, (IV) Golfo de Tehuantepec, (V) Golfo de México Norte, (VI) Golfo de México Sur y (VII) Mar Caribe Noroeste. La imagen corresponde a PPI media para los ocho años analizados



Región V. Golfo de México Norte (GMN), limitada al norte por las costas de México y Estados Unidos y al sur hasta los 23°24'N.

Región VI. Golfo de México Sur (GMS), desde los 23°24'N hasta el límite de la costa norte de Quintana Roo.

Región VII. Mar Caribe Noroeste (MCN), desde las costas de Quintana Roo y Belice, hasta los 80°40'W; sus fronteras norte y sur están dadas por las latitudes 21°30'N y 15°N, respectivamente.

En cada una de las regiones se estimó la PPI ( $\text{mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ) de enero de 1998 a diciembre de 2005, a partir del modelo de Behrenfeld y Falkowski (1997):

$$PPI = 0.66125P_{opt}^* \left[ \frac{E_{0(PAR)_{sat}}}{E_{0(PAR)_{sat}} + 4.1} \right] Z_{eu} Chl_{sat} D_{irr}$$

donde:

$P_{opt}^*$  es la tasa específica máxima de fijación de carbono en la columna de agua [ $\text{mgC} (\text{mg Chl})^{-1} \text{h}^{-1}$ ] determinado en función de la temperatura superficial del mar (TSM) a través de un polinomio de séptimo orden:

$$P_{opt}^* = 3.27 \times 10^{-8} T^7 + 3.4132 \times 10^{-6} T^6 - 1.348 \times 10^{-4} T^5 + 2.462 \times 10^{-3} T^4 - 0.0205 T^3 + 0.0617 T^2 + 0.2749 T + 1.2956$$

$E_{0(PAR)_{sat}}$  es la irradiancia superficial diaria ( $\text{E m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ) estimada por sensores remotos satelitales (PAR, radiancia fotosintéticamente activa por sus siglas en inglés);

$Z_{eu}$  es la profundidad de la ZE ( $\text{m}^{-1}$ ) estimada a partir de la temperatura satelital con el modelo de Morel y Berthon (1989);

$Chl_{sat}$  es la concentración de clorofila superficial ( $\text{mg m}^{-3}$ ) obtenida de sensores remotos; y

$D_{irr}$  es el periodo de luz de día o fotoperiodo ( $\text{d}^{-1}$ ) estimado a partir de los atributos "Start Day", "End Day" y "Latitude" de las imágenes de los sensores remotos (<http://wimsoft.com/wim.pdf>, Spencer 1971, Kirk 1986).

Los datos de TSM, PAR y clorofila superficial se tomaron de composiciones mensuales de los sensores satelitales SeaWiFS y Aqua-MODIS, proporcionados por uno de los centros de distribución de datos de la NASA (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/ftp.html>). Las imágenes fueron adquiridas en formato HDF (hierarchical data file) con píxeles de 9 9 km. Se usó el programa WIM (Windows Image Manager) para el procesamiento de estas imágenes y la implementación del modelo para estimar PPI.

Se elaboraron series de tiempo de PPI para cada área usando las medianas geográficas de los compuestos mensuales. Se eligió esta medida de tendencia central para evitar la influencia de valores extremos presentes por efecto de la sensibilidad de los sensores remotos satelitales a la cercanía de la costa o a defectos en la composición de las imágenes. Asimismo, se estimaron grandes promedios de las tasas de PN:

$$PN = (PPI) (\text{razón-}f)$$

a partir de razones- $f$  elegidas por criterios de aproximación a los niveles usados en la literatura (Harrison *et al.* 1987, Hernández-de-la-Torre *et al.* 2003, Hidalgo-González *et al.* 2005).

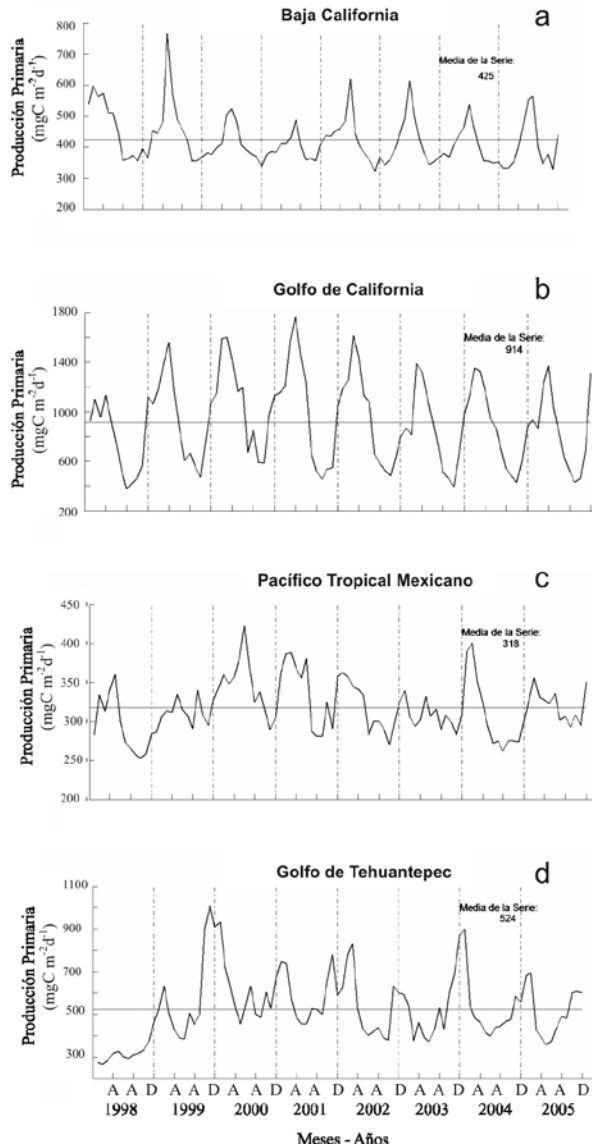
Utilizando el software Statistica 6.0 se realizaron análisis de varianza (Kruskal-Wallis y Tukey;  $\alpha = 0.05$ ) para someter a prueba los siguientes juegos de hipótesis:

- (a) Ho: Dentro de cada área las medias estacionales de PPI son iguales.  
Ha: Dentro de cada área la media de PPI de al menos una estación del año es diferente al resto.
- (b) Ho: Dentro de cada área las medias anuales de PPI son iguales.  
Ha: Dentro de cada área la media anual de PPI de al menos un año es diferente al resto.
- (c) Ho: En el Pacífico Mexicano las medias de PPI para cada área son iguales.  
Ha: En el Pacífico Mexicano la media de PPI de al menos una de las áreas es distinta al resto.
- (d) Ho: En el Golfo de México y Mar Caribe Noroeste, las medias de PPI para cada área son iguales.  
Ha: En el Golfo de México y Mar Caribe Noroeste la media de PPI de al menos una de las áreas es distinta al resto.

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La región BC presentó promedios anuales de PPI de 399 a 465 mgC m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>, niveles más bajos que los de la región GC, pero con una media y máximos periódicos mayores a los de su región adyacente, el PTM (tabla 1; fig. 2a-c). Los máximos y mínimos estacionales de PPI se presentaron durante primavera y otoño, respectivamente (figs. 2a y 4). Al usar la razón- $f$  de 0.4 propuesta por

Figura 2. Series de tiempo de producción primaria integrada (PPI,  $\text{mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ) para el Pacífico Mexicano (medianas de cada región a partir de composiciones mensuales). La línea horizontal representa el promedio indicado para cada serie. Los caracteres “A A D” en las abscisas representan los meses abril, agosto y diciembre para cada año, respectivamente



Eppley (1992) para la región central de la Corriente de California, se obtuvo un potencial de la región BC para exportar  $C_{org}$  por debajo de la ZE del orden de  $170 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ . La PPI mostró variaciones estacionales con incrementos en primavera y disminución en verano (fig. 2a). El evento de El Niño 1997–1998 no se vio reflejado en una disminución de la PPI en la región; sino que, contrario a lo esperado, ésta aumentó. Kahru y Mitchell (2002) mencionan que este aumento en la PPI durante El Niño se debe a la abundancia de cianofitas que ante concentraciones limitantes de especies oxidadas de nitrógeno ( $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{NO}_2^-$ ) fijan nitrógeno molecular ( $\text{N}_2$ ), el cual no se encuentra en niveles limitantes. Sosa-Ávalos (2002) y Espinosa-Carreón *et al.* (2004) encontraron alta producción de  $C_{org}$  durante 1999 y 2000 debido a eventos de surgencias locales y a la circulación termohalina, niveles que concuerdan con lo que se reporta en la figura 2a.

Tabla 1. Valor medio anual de la mediana de PPI ( $\text{mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) por región: Frente a Baja California (BC), Golfo de California (GC), Pacífico Tropical Mexicano (PTM), Golfo de Tehuantepec (GT), Golfo de México Norte (GMN), Golfo de México Sur (GMS), Mar Caribe Noroeste(MCN)

Año	Regiones						
	BC	GC	PTM	GT	GMN	GMS	MCN
1998	465	771	293	321	431	407	294
1999	461	945	312	595	384	391	277
2000	414	1074	346	603	377	395	279
2001	399	1012	339	585	400	395	286
2002	430	948	317	538	388	399	267
2003	418	844	307	524	408	391	279
2004	407	866	308	513	401	375	264
2005	407	856	322	511	407	391	283

De-La-Cruz *et al.* (2006, en este volumen) reportaron para la región BC promedios positivos de  $\Delta p\text{CO}_2$  ( $p\text{CO}_{2\text{mar}} - p\text{CO}_{2\text{atmósfera}}$ ) durante el otoño de 2004, primavera y verano de 2005 (16, 5 y  $36 \mu\text{atm}$ , respectivamente), y un promedio negativo de  $\Delta p\text{CO}_2$  ( $-3 \mu\text{atm}$ ) sólo para el invierno de 2005. Los valores positivos implican la posibilidad de un flujo de  $\text{CO}_2$  de la superficie marina hacia la atmósfera, y los negativos reflejan el proceso inverso. Esta situación se adjudica a la influencia preponderante de los procesos físicos, lo cual significa que si bien los procesos biológicos tienen el potencial de exportar



carbono por debajo de la ZE, éstos no están compensando la influencia que la dinámica física impone en el flujo de  $\text{CO}_2$ .

La región con las mayores tasas de PPI fue GC, con medias anuales de 771 a 1074  $\text{mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$  (tabla 1; fig. 2b). Estos valores se deben a procesos hidrográficos que constantemente transportan nutrientes a la ZE (Alvarez-Borrego *et al.* 1978, Alvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991). En algunos periodos las altas tasas de producción primaria no se reflejan en el secuestro de  $\text{CO}_2$  atmosférico, dado que las presiones parciales estimadas para este gas en la superficie marina ( $p\text{CO}_{2\text{mar}}$ ) han estado por encima de la presión parcial del  $\text{CO}_2$  atmosférico (Zirino *et al.* 1997). Esto es debido a que el proceso de advección vertical que transporta nutrientes inorgánicos desde capas profundas, también provoca el enriquecimiento de la superficie con  $\text{CO}_2$ . Los máximos y mínimos estacionales de PPI se presentaron durante primavera y verano, respectivamente (figs. 2b y 4). Si se aplica una razón- $f$  de 0.5 a la PPI media de esta región (1998–2005; tabla 2), el Golfo de California podría exportar por debajo de la ZE 457  $\text{mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$ .

La región PTM fue la que presentó las menores tasas de PPI en el Pacífico Mexicano, con valores de 293 a 346  $\text{mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$ , superando apenas las bajas tasas de PPI estimadas para el Caribe (figs. 2c y 3c; tablas 1 y 2). Es en estas latitudes donde, a diferencia de las dos regiones anteriores, se hace evidente la influencia de El Niño 1997–1998, reflejándose en la media anual más baja de la serie y en los valores mínimos de PPI hacia finales de 1997 (no presentado) y durante 1998–1999. La PPI se restablece a partir del año 2000, cuando se presenta el mayor promedio anual de la serie. Sosa-Ávalos *et al.* (2006) reportan el mismo comportamiento para esta región. Barber y Chávez (1986) y Fielder *et al.* (1992) encontraron que durante los eventos El Niño la termoclina es más profunda cerca de la costa y la entrada de nutrientes hacia aguas superficiales disminuye, lo que limita la producción primaria, mientras que los altos valores calculados en 2000 son el resultado de la presencia de surgencias costeras frente a Cabo Corrientes (Puerto Vallarta) como lo describen Zuria-Jordán *et al.* (1995) y Sosa-Ávalos *et al.* (2006). Los máximos y mínimos estacionales de PPI, a diferencia del resto de las áreas estudiadas, no mostraron en el PTM un patrón predominante en la serie de ocho años (figs. 2c y 4). Se eligió una razón- $f$  de 0.1, comparable con la magnitud media de las razones- $e$  reportadas para zonas tropicales del Pacífico y Atlántico (Karl *et al.* 2001). Esto implica que el potencial de exportación de  $\text{C}_{\text{org}}$  de esta región es de 32  $\text{mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$ .

A pesar de la influencia tropical que tiene la región GT, evidente en los bajos niveles de PPI en verano–otoño, sus promedios son comparables con

Tabla 2. Producción primaria nueva estimada a partir de la PPI y razones-*f* por región. Todos los valores corresponden a la media aritmética de las medianas resultantes para *c/u* de las regiones de 1998 a 2005. Las razones-*f* han sido propuestas y no provienen de mediciones *in situ* de PP y PN

Región	Producción primaria integrada (mgC m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> )	Razones- <i>f</i>	Producción primaria nueva (mgC m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> )
I. Frente a Baja California	425	0.40	170
II. Golfo de California	914	0.50	457
III. Pacífico Tropical Mexicano	318	0.10	32
IV. Golfo de Tehuantepec	524	0.60	314
V. Golfo de México Norte	399	0.46	184
VI. Golfo de México Sur	393	0.46	181
VII. Mar Caribe Noroeste	279	0.06	17

los de GC. El intervalo del promedio anual de PPI varió de 321 a 603 mgC m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>, presentando los mínimos y máximos en 1998 y 2000, respectivamente (fig. 2d, b; tabla 1). Los máximos estacionales de PPI se presentaron predominantemente durante los inviernos (figs. 2d y 4). Los promedios anuales de PPI aquí presentados concuerdan con los niveles reportados para experimentos *in situ* con <sup>14</sup>C en esta región para años anteriores por Gaxiola-Castro y Alvarez-Borrego (1986), Robles-Jarero y Lara-Lara (1993), y Lara-Lara y Bazán-Guzmán (2005). El que esta región posea la segunda mayor PPI media en el Pacífico Mexicano (tabla 2) se debe a que durante las estaciones de invierno y primavera el GT tiene intensos eventos de surgencias provocados por el esfuerzo de fuertes vientos del norte (tehuanos), provocando el transporte de nutrientes a la ZE y estimulando así la producción de C<sub>org</sub> (Lavín *et al.* 1992, Gaxiola-Castro y Müller-Karger 1998). Además, la PPI de esta área recibe la influencia de otra región de intensos afloramientos de nutrientes, el Domo de Costa Rica, que fertiliza la región GT a través de la Corriente Norecuatorial y la Corriente Costera de Costa Rica (Lara-Lara y Bazán-Guzmán 2005). Se eligió usar una razón-*f* de 0.6 en esta área como resultado de una aplicación *a priori* de los altos niveles de nutrientes y lo somero de la termoclina que se presentan en esta región (Robles-Jarero y Lara-Lara 1993, Lara-Lara y Bazán-Guzmán 2005) junto con los criterios y el modelo planteados por Harrison *et al.* (1987). El resultado de esta aproximación es que la región posee el potencial de exportar C<sub>org</sub> con una tasa media de 314 mgC m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>.

Al someter a prueba las hipótesis estadísticas planteadas ( $\alpha = 0.05$ ), se encontró que las PPI medias de las regiones del Pacífico Mexicano resultaron estadísticamente distintas entre sí. De igual forma, las PPI estacionales fueron estadísticamente distintas entre sí en cada una de las regiones del Pacífico Mexicano. Las PPI medias anuales no mostraron diferencias significativas en las regiones del norte del Pacífico Mexicano (GC y BC), mientras que en las regiones PTM y GT sólo la PPI media para 1998 fue estadísticamente diferente a las PPI medias de los demás años estudiados, situación que refleja el fuerte impacto del evento El Niño 1997-1998 en el sur del Pacífico Mexicano.

En las regiones del Golfo de México y Mar Caribe Noroeste los máximos estacionales se presentaron en el periodo invierno-primavera de cada año (figs. 3 y 4). Las dos zonas en las que se dividió el Golfo de México muestran series de tiempo con periodicidad y magnitudes muy similares, con un promedio de PPI para toda la serie  $>390 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  (fig. 3a, b; tabla 2). El promedio de PPI cambió de 377 a 431  $\text{mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  en la región GMN y de 375 a 407  $\text{mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  en la GMS (tabla 1). Estos valores son similares a los estimados por Hidalgo-González *et al.* (2005) para la región central del Golfo de México y tres veces menores a las tasas que reportan para las franjas litorales. Esta diferencia es de esperarse puesto que la PPI calculada en el presente estudio representa la mediana de esta región, donde los valores costeros son una pequeña proporción del total de píxeles considerados por las imágenes satelitales. Para compensar estas distinciones se usó una razón-*f* de 0.46, promedio de las razones-*f* usadas por Hidalgo-González *et al.* (2005), obteniendo tasas de PN para las regiones GMN y GMS de 184 y 181  $\text{mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , respectivamente (tabla 2). Los valores de PN de los autores antes citados varían entre 13 y 1400  $\text{mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , concordando en orden de magnitud con nuestra estimación si se promedian ponderando por las áreas de cobertura de las divisiones que hacen del Golfo de México.

La región MCN presenta los niveles más bajos de PPI en los mares mexicanos, con promedios anuales que van desde 264 a 294  $\text{mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  (fig. 3c, tabla 1). Debido a sus características oligotróficas, se usó la razón-*f* más baja de las propuestas por Hidalgo-González *et al.* (2005) para el Golfo de México. Estas dos circunstancias inciden en que sea la región con el menor potencial de exportación de  $\text{C}_{\text{org}}$  por debajo de la ZE, con una tasa de apenas 17  $\text{mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  (tabla 2).

Al someter a prueba las hipótesis estadísticas planteadas ( $\alpha = 0.05$ ), se encontró que las PPI estacionales fueron estadísticamente distintas entre sí dentro de GMN, GMS y MCN. Las PPI medias anuales dentro de estas regiones tam-

Figura 3. Series de tiempo de producción primaria integrada (PPI,  $\text{mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ) en el Golfo de México y Mar Caribe (medianas de cada región a partir de composiciones mensuales).

La línea horizontal representa el valor medio indicado para cada serie. Los caracteres "A A D" en las abscisas representan los meses abril, agosto y diciembre para cada año, respectivamente

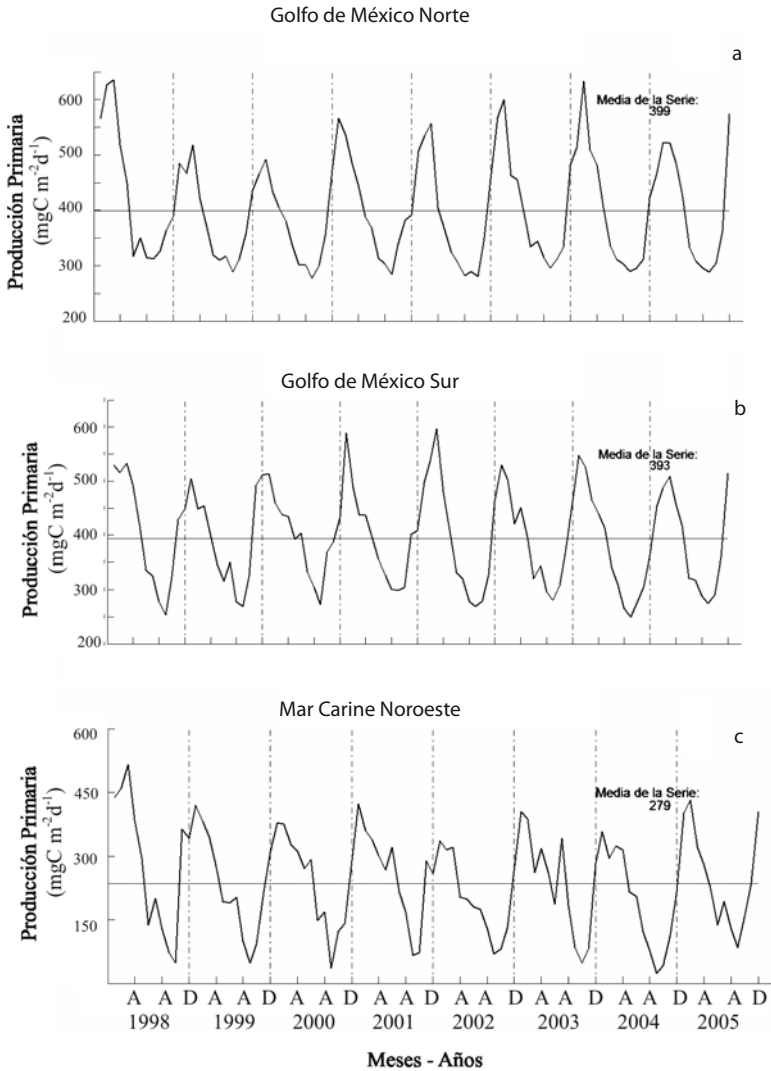
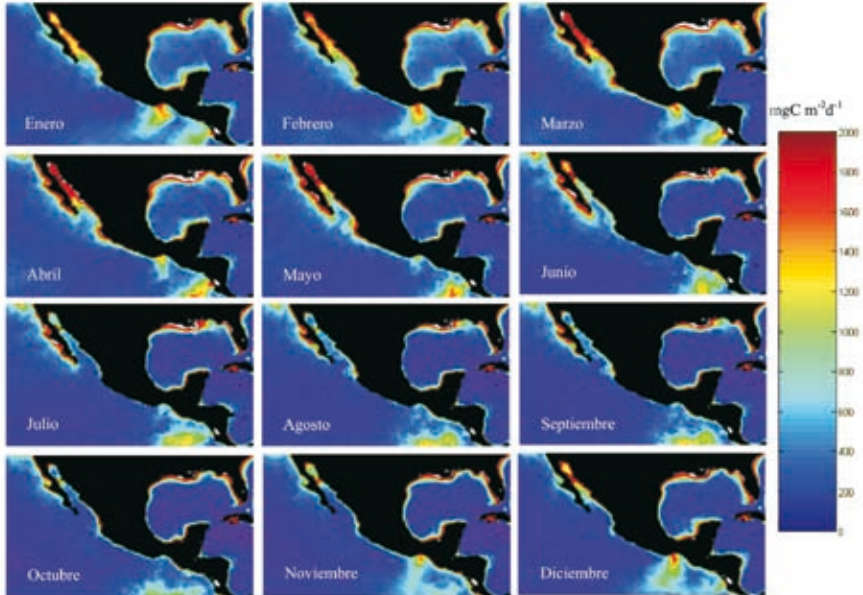


Figura 4. Producción primaria integrada media mensual para el periodo de enero de 1998 a diciembre de 2005



poco mostraron diferencias significativas entre sí. Por otra parte, en cuanto a la comparación entre PPI medias regionales, sólo resultaron significativamente distintas las PPI medias de MCN respecto a las de las regiones GMN y GMS.

## CONCLUSIONES

La variabilidad espacial de la producción de  $C_{org}$  en los mares mexicanos está determinada por los diferentes procesos a los que se encuentran sometidas cada una de las regiones aquí estudiadas. Este hecho se refleja en el desfase existente en los ciclos estacionales de PPI entre regiones y en la significancia estadística de las diferencias entre regiones. En forma general, las máximas tasas de PPI se presentan en las temporadas de invierno y primavera. Las únicas regiones que presentaron una influencia significativa de El Niño 1997–1998 en las tasas anuales de PPI, y por ende en el potencial de exportación de  $C_{org}$ , fueron GT y PTM. En promedio los mares mexicanos tienen el potencial de exportar  $194 \text{ mgC}_{org} \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  más allá de la ZE como producto de la actividad fotosintética del fitoplancton, siendo GC y CM las regiones con el mayor

y menor potencial por  $m^2$ , respectivamente. En forma general, y desde la perspectiva de las tasas de PN estimadas, las regiones del Pacífico Mexicano poseen mayor potencial de exportación de  $C_{org}$  por debajo de la ZE que sus contrapartes en el Golfo de México y Mar Caribe Noroeste.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se llevó a cabo con los apoyos del CoSNET a los proyectos 901.05-P y 909.06-P.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre-Hernández E, Gaxiola-Castro G, Nájera-Martínez S, Baumgartner T, Kahru M, Mitchell G. 2004. Phytoplankton absorption, photosynthetic parameters, and primary production off Baja California: summer and autumn 1998. *Deep-Sea Res. II* 51: 799–816.
- Alvarez-Borrego S, Lara-Lara JR. 1991. Physical environment and primary productivity of the Gulf of California. The Gulf and Peninsular provinces of California. *Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 47:555–567.
- Alvarez-Borrego S, Rivera J, Gaxiola-Castro G, Acosta-Ruiz J, Schwartzlose R. 1978. Nutrientes en el Golfo de California. *Cienc. Mar.* 5: 53–71.
- Barber R, Chavez F. 1986. Ocean variability in relation to living resources during the 1982-1983 El Niño. *Nature* 319: 279–285.
- Barreiro-Güemes MT, Signoret-Poillon M, Bulit-Gámez C. 2003. Patrones de distribución de biomasa y producción fitoplanctónica en el Golfo de México. En: Barreiro-Güemes MT, Meave del Castillo ME, Signoret-Poillon M y Figueroa-Torres MG (eds.), *Planctología mexicana*. Sociedad Mexicana de Planctología, A.C. México. Pp. 125–142.
- Behrenfeld M, Falkowski P. 1997. Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. *Limnol. Oceanogr.* 42: 1–20.
- Dugdale R, Goering J. 1967. Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary production. *Limnol. Oceanogr.* 12: 196–206.
- De La Cruz-Orozco ME, Gaxiola-Castro G, García-Córdova J, Friedrich G. 2007 (este volumen). Presión parcial del bióxido de carbono ( $pCO_2$ ) frente a Baja California. En: Hernández-de-la Torre B, Gaxiola-Castro G (eds.), *Carbono en ecosistemas marinos de México*. INE, SEMARNAT, CICESE, México. Pp. 397-409.
- Eppley R, Peterson B. 1979. Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature* 282: 677–680.

- Eppley R. 1981. Relations between nutrient assimilation and growth in phytoplankton with a brief review of estimates of growth rate in the ocean. En: Platt T (ed.), *Physiological bases of phytoplankton ecology*. Ottawa. Department of Fisheries and Oceans. Pp. 251–263.
- Eppley R. 1992. Chlorophyll, photosynthesis and new production in the Southern California Bight. *Progr. Oceanogr.* 30: 117–150.
- Espinosa-Carreón T, Strub P, Beber E, Ocampo-Torres F, Gaxiola-Castro G. 2004. Seasonal and interannual variability of satellite-derived chlorophyll pigment, surface height, and temperature off Baja California. *J. Geophys. Res.* 109(C3): C03039.
- Falkowski P, Barber R, Smetacek V. 1998. Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production. *Science* 281: 200–206.
- Fielder P, Chavez F, Behringer D, Reilly S. 1992. Physical and biological effects of Los Niños in the eastern tropical Pacific, 1986–1989. *Deep-Sea Res.* 39: 199–219.
- Frost B. 1984. Utilization of phytoplankton production in the surface layer. En: *Global Ocean Flux Study: Proceedings of a Workshop*. Woods Hole, M.A. National Academy Pres, D.C. Pp. 125–135.
- Gaxiola-Castro G, Alvarez-Borrego S. 1986. Productividad primaria del Pacífico Mexicano. Primary Productivity of the Mexican Pacific. *Cienc. Mar.* 12: 26–33.
- Gaxiola-Castro G, Alvarez-Borrego S, Lavín M, Zirino A, Nájera-Martínez S. 1999. Spatial variability of the photosynthetic parameters and biomass of the Gulf of California phytoplankton. *J. Plank. Res.* 21: 231–245.
- Gaxiola-Castro G, Müller-Karger F. 1998. Seasonal phytoplankton pigment in the Eastern Tropical Pacific Ocean as determined by CZCS imagery. En: Brown R (ed.), *Remote Sensing of the Pacific Ocean by Satellites*. Pp. 271–277. Southwood Press Pty Limited, Australia.
- Harrison W, Platt T, Lewis M. 1987. *f*-Ratio and its relationship to ambient nitrate concentration in coastal waters. *J. Plank. Res.* 9: 235–248.
- Hernández-de-la-Torre B, Gaxiola-Castro G, Alvarez-Borrego S, Gómez-Valdés J, Nájera-Martínez S. 2003. Interannual variability of new production in the southern region of the California Current. *Deep-Sea Res.* II 50: 2423–2430.
- Hidalgo-González R, Alvarez-Borrego S. 2004. Total and new production in the Gulf of California estimated from ocean color data from the satellite sensor SeaWiFS. *Deep-Sea Res.* II 51: 739–752.
- Hidalgo-González R, Alvarez-Borrego S, Fuentes-Yaco C, Platt T. 2005. Satellite-derived total and new phytoplankton production in the Gulf of Mexico. *Ind. J. Mar. Sci.* 34: 408–417.

- Kahru M, Mitchell G. 2002. Influence of the El Niño-La Niña cycle on satellite-derived primary production in the California Current. *Geophys. Res. Lett.* 29: 1846, doi:10.1029/2002GLO 14963.
- Karl D, Dore J, Lukas R, Michaels A, Bates N, Knap A. 2001. Building the long-term picture: the U.S. JGOFS time-series programs. *Oceanogr.* 14: 6–17.
- Kirk JT. 1986. *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*. Cambridge University Press, London. 401 pp.
- Lara-Lara JR, Bazán-Guzmán C. 2005. Distribución de clorofila y producción primaria por clases de tamaño en la costa del Pacífico Mexicano. *Cienc. Mar.* 31: 11–21.
- Lavín M, Robles J, Argote M, Barton E, Smith R, Brown J, Koskro M, Trasviña A, Velez H, García J. 1992. Física del Golfo de Tehuantepec. *Cienc. Desarr.* 18: 97–107.
- Lohrenz S, Wiesenburg D, Arnone R, Chen X. 1999. What controls primary production in the Gulf of Mexico? En: Kumpf H, Steidinger K, Sherman K (eds.), *The Gulf of Mexico large marine ecosystem*. Blackwell Science Ltd, Pp. 151–170.
- Longhurst A, Sathyendranath S, Platt T, Caverhill C. 1995. An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data. *J. Plank. Res.* 17: 1245–1271.
- Morel A, Berthon J. 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. 1988. Oceanic primary production: Estimation by remote sensing at local and regional scales. *Science* 241: 1613–1620.
- Robles-Jarero G, Lara-Lara JR. 1993. Phytoplankton biomass and primary productivity by size classes in the Gulf of Tehuantepec, México. *J. Plank. Res.* 15: 1341–1358.
- Schlitzer R. 2000. Applying the adjoint method for biogeochemical modeling: export of particulate organic matter in the world ocean. En: Kasibhatla P, Heimann M, Rayner P, Mahowald N, Prinn R, Hartley D (eds.), *Inverse methods in global biogeochemical cycles*. Geophys. Monogr. Ser. 114: 107–124.
- Sosa-Ávalos R. 2002. Producción primaria estimada frente a Baja California por sensores remotos. Tesis de doctorado. CICESE, México. 156 pp.
- Sosa-Ávalos R, Martínez-Gaxiola MD, Gaxiola-Castro G. 2006. Producción primaria en el pacífico tropical mexicano estimada a partir de datos derivados de sensores remotos. En: Jiménez-Quiroz M, Espino-Barr E (eds.), *Recursos pesqueros y acuícolas de los estados de Jalisco, Colima y Michoacán*. INP, México.
- Spencer JW. 1971. Fourier series representation of the position of the sun. *Search* 2: 172.
- Valdez-Holguín J, Lara-Lara JR. 1987. Productividad primaria en el Golfo de California: efectos de El Niño 1982-1983. *Cienc. Mar.* 13: 34–50.



- Zirino A, Hernández-Ayón M, Fuhrman R, Alvarez-Borrego S, Gaxiola-Castro G, Lara-Lara JR, Bernstein R. 1997. Estimaciones superficiales de  $p\text{CO}_2$ , en el Golfo de California a partir de mediciones continuas de pH e imágenes de satélite. *Cienc. Mar.* 23: 1–22.
- Zuria-Jordán I, Alvarez-Borrego S, Santamaría-del-Ángel E, Müller-Karger F. 1995. Estimación de la biomasa fitoplanctónica, derivada de datos de satélite, frente a Baja California Sur. *Cienc. Mar.* 21: 265–280.

# 18 ANÁLISIS ESTACIONAL DE LA VARIACIÓN EN LA CLOROFILA EN EL PACÍFICO SUR MEXICANO MEDIANTE IMÁGENES SEAWIFS DE 1998 A 2004

*R. Aguirre-Gómez y O. Salmerón-García*

## INTRODUCCIÓN

Es sabido que el mayor porcentaje del cambio climático global es de tipo natural (e. g. como consecuencia de la actividad volcánica). Sin embargo, la actividad antropogénica también juega un papel importante en aspectos de la ecología global que afectan directamente nuestro planeta.

Un ejemplo bien documentado de esto es el aumento sostenido del contenido de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) en la atmósfera asociado con la combustión de combustibles fósiles. Sin embargo, los ciclos de otros gases biogénicos tales como el óxido nitroso, el metano y el monóxido de carbono también son afectados por la actividad humana. Estos gases también contribuyen al calentamiento atmosférico mediante su capacidad de absorber radiación electromagnética infrarroja (efecto invernadero). En particular, con una tasa de incremento actual de 1.5 ppm por año, se espera que durante el presente siglo la concentración de  $\text{CO}_2$  en la atmósfera aumente al doble con relación a los niveles de la era pre-industrial. La concentración atmosférica de los restantes gases biogénicos antes mencionados también ha ido en aumento contribuyendo al efecto invernadero. Algunos modelos atmosféricos predicen un calentamiento gradual de la Tierra con consecuencias aun no previstas.

Las rutas y las tasas de eliminación de  $\text{CO}_2$  aun no han sido establecidas en forma definitiva, pero se sabe que alrededor del 50% del  $\text{CO}_2$  liberado

durante la quema de combustibles fósiles se ha acumulado en la atmósfera y gran parte del resto en los océanos. Para proporcionar respuestas cuantitativas a preguntas relacionadas con el papel del océano en el ciclo global del carbono, y para predecir el destino del CO<sub>2</sub> antropogénico que alcanza el océano, las observaciones y los modelos deben enfocarse en aspectos clave de la biogeoquímica oceánica.

En este sentido, el rol de la biota oceánica en el ciclo global del carbono es conocido en forma cualitativa. El fitoplancton marino realiza la fotosíntesis, convirtiendo el carbono inorgánico disuelto en el agua en partículas orgánicas y materia orgánica disuelta. Este proceso es conocido como producción primaria.

Gran parte del carbono orgánico producido por la fotosíntesis es consumido y reciclado como carbono inorgánico en las aguas superficiales por animales y bacterias. La materia orgánica residual, junto con componentes inorgánicos asociados a esqueletos, tales como calcita, aragonita y ópalo se depositan en aguas con profundidades someras. Una pequeña fracción de este flujo es finalmente enterrado en los sedimentos y potencialmente representa un mecanismo importante para eliminar carbono del ciclo global.

La adquisición de mediciones de clorofila *a* (Chl *a*) mediante imágenes de color del mar a escala global ha sido un paso importante para entender el acoplamiento atmósfera-océano y el rol especial de la producción primaria fitoplanctónica en los ciclos biogeoquímicos en periodos cortos de tiempo (días a semanas) y en distancias pequeñas (10 a 100 km).

El objetivo del presente trabajo fue analizar la variación espacial de la concentración de Chl *a* en el Pacífico Sur Mexicano, mediante imágenes satelitales de color del mar provenientes del SeaWiFS de 1998 a 2004, con el fin de contar con una base objetiva para entender el papel del fitoplancton y estimar la producción primaria en regiones tropicales y su influencia en el ciclo global del carbono.

## EL ÁREA DE ESTUDIO

La región de estudio comprende la costa suroeste de México, localizada entre 15°N–20°N y 101°W–12°W, incluyendo las costas de los estados de Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas.

De acuerdo con Alvarez-Borrego y Lara-Lara (1991) en la zona de estudio confluyen dos corrientes superficiales de importancia: la Corriente de California (CC) y la Contra-Corriente Nor-Ecuatorial (CCNE). La CC abarca una

zona de aproximadamente 800 km de ancho, puede alcanzar profundidades de alrededor de 500 m y es relativamente lenta con velocidades de  $20 \text{ cm s}^{-1}$ , posee un movimiento persistente de norte a sur paralelo a la costa occidental de Canadá y los Estados Unidos. En la región mexicana la CC se caracteriza por tener aguas frías con baja salinidad (34.5) fluyendo hacia el sur a lo largo de la Península de Baja California. De enero a febrero la CC llega hasta las costas de Guerrero ( $18^\circ\text{N}$ ), pero durante marzo–junio su influencia se percibe en la región chiapaneca alrededor de los  $15^\circ\text{N}$ . La Corriente Ecuatorial es un sistema formado por corrientes y contra-corrientes, que fluye paralela al ecuador terrestre (Charnock 1996). De este sistema únicamente la CCNE incide en la costa suroccidental de México (Fernández *et al.* 1993). Esta contracorriente se caracteriza por tener aguas templadas de salinidad intermedia (34.6–34.85). Posee un flujo superficial hacia el Polo Norte de los  $5^\circ\text{N}$  hasta los  $23^\circ\text{N}$ , desde mediados de primavera hasta inicios del invierno y juega un papel relevante al transportar aguas subsuperficiales y subtropicales a latitudes más altas (Badán *et al.* 1989). La CCNE forma parte de la llamada Corriente Costera de Costa Rica, procedente de Panamá y al pasar por el área de estudio cambia de nombre a Corriente Mexicana, pudiendo llegar, de junio a diciembre, hasta el extremo sur de la Península de Baja California. La zona donde se encuentran la CCNE y la CC se conoce como zona de transición y su posición geográfica es variable (Gallegos *et al.* 1988). Esta variación depende de la intensidad relativa de estas corrientes y del efecto acumulado del viento en la superficie durante los seis u ocho meses previos, principalmente en la región al norte. En el invierno, cuando la CC es más intensa, la zona de transición se localiza más al sur, mientras que en la época del verano, cuando la contracorriente es más fuerte, ésta se mueve hacia el norte. Esta variación ocurre anualmente y la zona de transición alcanza sus posiciones extremas al final de tales estaciones. En resumen, la circulación superficial de la región del Pacífico Tropical Mexicano está dominada por la CC, la CCNE y por un desplazamiento meridional de la transición entre ambas. Desde el punto de vista oceanográfico no hay evidencia en esta región de algún desplazamiento zonal con suficiente intensidad y persistencia que le permita catalogarse como corriente superficial. El clima de la región es de tipo monzónico, dominado por vientos continentales fríos y secos durante el periodo invierno–primavera (noviembre a mayo). El resto del año los vientos dominantes son húmedos de tipo oceánico provenientes del sureste y producen condiciones meteorológicas más estables.

Esta región ha sido estudiada con imágenes satelitales (e.g. Aguirre-Gómez 2002), particularmente la zona del Golfo de Tehuantepec (e.g. Stumpf 1975,

Stumpf y Legeckis 1977, Lluch-Cota *et al.* 1997), lo que sirve como referente en el análisis de la región en su totalidad.

## METODOLOGÍA

Las imágenes del sensor SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field of view Sensor), recibidas en el Instituto de Geografía de la UNAM desde abril de 1998, fueron procesadas utilizando el paquete SeaDAS, desarrollado por la NASA desde el nivel L0 a varios niveles (L1a, L1b y L2) para obtener información sobre la concentración de Chl *a*. Para analizar las variaciones de esta variable en la zona de estudio se crearon compuestos estacionales de las imágenes SeaWiFS correspondientes a verano e invierno de 1998 a 2003 e inicios del 2004. Los meses considerados para la estación de verano fueron mayo, junio, julio y agosto (se consideró este periodo ampliado dada la nubosidad prevaleciente en esta estación del año) y para el invierno se incluyeron los meses de diciembre, enero y febrero.

### PROCESAMIENTO DE LAS IMÁGENES SEAWIFS

Las imágenes SeaWiFS fueron procesadas hasta el nivel L2 utilizando los programas SeaDAS (SeaWiFS Data Aplicación Software) y TERASCAN (SeaSpace, Ltd.). El nivel L2 permite cuantificar la concentración de la Chl *a* mediante el algoritmo:

$$[\text{Chl } a] = -0.040 + 10^{(0.341 - 3.001X + 2.811X^2 - 2.041X^3)}$$

donde [Chl *a*] es la concentración de clorofila *a* (mg m<sup>-3</sup>) y *X* representa el cociente entre las bandas espectrales 3 y 5 del sensor SeaWiFS:

$$X = \log_0 \left[ \frac{R_{490}}{R_{550}} \right]$$

donde *R* es la reflectancia en la longitud de onda central de las bandas 490 y 450 mencionadas. Estos algoritmos han sido desarrollados por la NASA y son los utilizados en la generación de los productos de este trabajo. Las imágenes fueron procesadas utilizando la proyección cartográfica de Mercator. Posteriormente, se realizó un recorte de la imagen original para

estudiar únicamente la zona de interés. Este procedimiento se aplicó a todas las imágenes seleccionadas, de manera que se obtuvieron las imágenes diarias de [Chl *a*] de la zona de estudio, las cuales sirvieron de base para la creación de los compuestos estacionales multitemporales de los veranos e inviernos aquí considerados.

#### ANÁLISIS ESTADÍSTICO MULTITEMPORAL

Los compuestos se formaron promediando las imágenes diarias de los veranos y los inviernos. A partir de esto se creó una media climatológica ( $\mu_c$ ) del área seleccionada para los siete años analizados, obteniéndose una media para los veranos ( $\mu_{cv}$ ) y otra para los inviernos ( $\mu_{ci}$ ) considerados en el periodo de estudio.

El cálculo de las anomalías de cada verano e invierno considerados con relación a  $\mu_c$  se realizó de acuerdo a la siguiente relación:

$$AChl\ a = Est_i - \mu_c$$

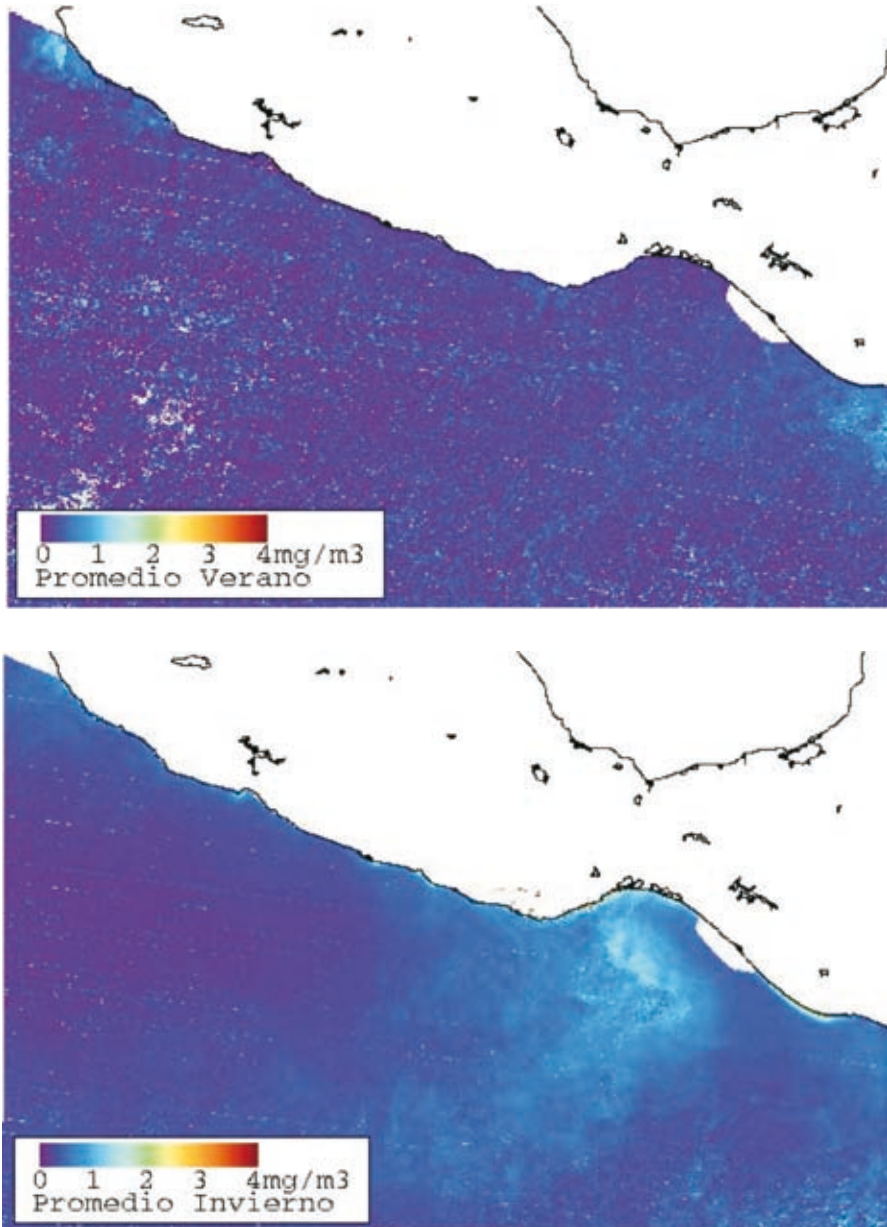
donde *AChl a* es la anomalía de [Chl *a*], *Est<sub>i</sub>* representa la estación de verano o invierno, el subíndice *i* varía de acuerdo al año considerado (1998–2004) y  $\mu_c$  es la media climatológica de cada periodo.

## RESULTADOS

En el promedio climatológico de los veranos se observó una marcada homogeneidad con bajas concentraciones de Chl *a* ( $< 0.5\ \text{mg m}^{-3}$ ), las cuales son evidentes en la mayor parte de la región (figura 1). Sin embargo, resaltan dos zonas con concentraciones relativamente mayores en la zona sur de Cabo Corrientes y en las costas de Chiapas con concentraciones de  $\sim 1\ \text{mg m}^{-3}$ .

En la imagen del promedio climatológico correspondiente a los inviernos se percibe claramente el efecto de la surgencia eólica en el Golfo de Tehuantepec en el aumento en la concentración de Chl *a* ( $\sim 1.5\text{--}2\ \text{mg m}^{-3}$ ), el cual se extiende varios kilómetros mar adentro (figura 1b). Este efecto ha sido documentado ampliamente por diversos autores señalando sus causas (e.g. Barton *et al.* 1993, Trasviña *et al.* 1995) y sus efectos (e.g. Robles-Jarero and Lara-Lara 1993, Lluch-Cota *et al.* 1997). El resto de la imagen es casi homogénea, con valores relativamente menores en la región de Cabo Corrientes que los observados en las costas de Chiapas.

Figura 1. Compuestos de los valores medios de clorofila *a* de las imágenes de (a) los veranos de 1999 a 2003 y (b) los inviernos de 1998 a 2004

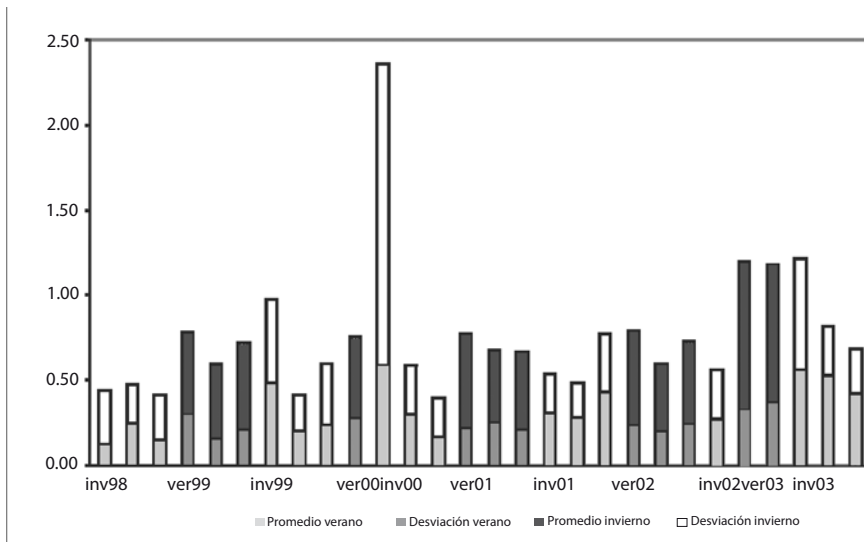


La figura 2 muestra gráficamente los valores observados en la tabla 1 para cada uno de los meses de verano e invierno analizados en este estudio.

Tabla 1. Promedios mensuales de la concentración de clorofila *a* (mg m<sup>-3</sup>), en los inviernos y veranos de 1998 a 2004

Año	Mes	Invierno	Verano	Año	Mes	Invierno	Verano
1998	Diciembre	0.13		2001	Julio		0.26
1999	Enero	0.25			Agosto		0.21
	Febrero	0.15			Diciembre	0.32	
	Mayo		0.31	2002	Enero	0.28	
	Junio		0.17		Febrero	0.44	
	Agosto		0.21		Mayo		0.24
	Diciembre	0.49			Junio		0.20
2000	Enero	0.21			Julio		0.25
	Febrero	0.24		2003	Enero	0.28	
	Mayo		0.29		Julio		0.33
	Diciembre	0.60			Agosto		0.38
2001	Enero	0.30		2004	Diciembre	0.57	
	Febrero	0.17			Enero	0.53	

Figura 2. Valores mensuales de la concentración de clorofila *a* (mg m<sup>-3</sup>) para los veranos e inviernos entre 1998 y 2004, con sus respectivas desviaciones estándar





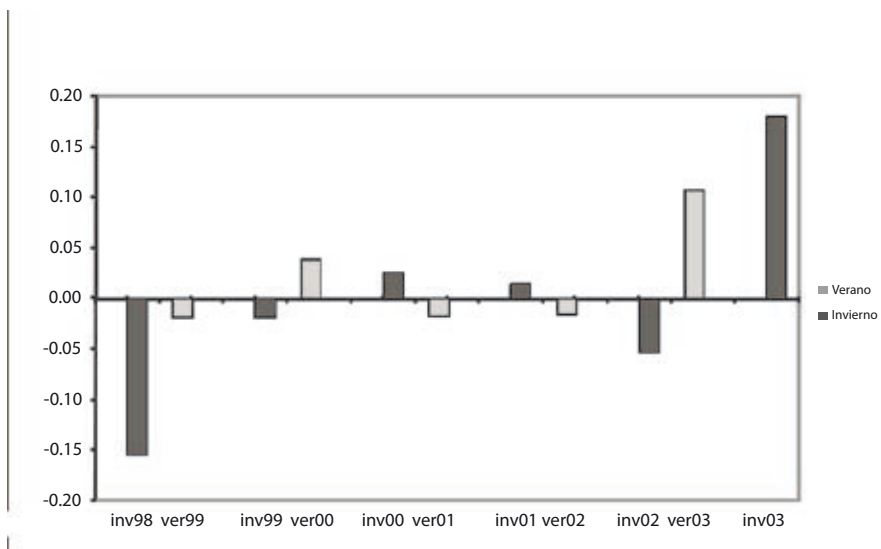
Se observa que los veranos poseen una tendencia constante, variando [Chl *a*] en el intervalo 0.17–0.39 mg m<sup>-3</sup>, con un promedio de 0.24 mg m<sup>-3</sup>.

Se observan valores altos, relativamente conspicuos, en 1999, 2001 y 2002, con ligeras variaciones intermensuales, correspondientes a mayo de 1999, julio de 2001 y junio de 2002. Es probable que la misma situación ocurra en los veranos de 2000 y 2003, sin embargo, la falta de información impide observar este patrón.

Las variaciones en la época invernal son más marcadas que las de los veranos. El intervalo de variación de [Chl *a*] está entre 0.12 y 0.60 mg m<sup>-3</sup>, con un promedio de 0.33 mg m<sup>-3</sup>. Las variaciones interanuales son abruptas, lo mismo que las intermensuales de un mismo año. Este patrón es explicable si se considera el efecto de la surgencia de Tehuantepec como el factor de peso en esta época del año.

Estas variaciones se ven reducidas al considerar las anomalías de [Chl *a*] con relación a  $\mu_c$ . La figura 3 muestra la comparación de las anomalías de [Chl *a*] en los meses de verano (achurado claro) y en los inviernos (achurado oscuro). Se observa que el rango de anomalía es mayor en la época invernal (-0.15 a 0.16 mg m<sup>-3</sup>) que en la época de verano (-0.01 a 0.10 mg m<sup>-3</sup>). Asimismo,

Figura 3. Anomalías de la concentración de clorofila *a* para los meses de verano (achurado claro) y los de invierno (achurado oscuro).



mo, es posible notar que en la época invernal la tendencia es hacia anomalías positivas. Es evidente la presencia de anomalías negativas en el intervalo de los inviernos de 1998–1999; posteriormente se observa una relativa estabilidad en los inviernos de 2000 a 2002 con variaciones alrededor de la media y la presencia de anomalías positivas en el periodo 2002–2004.

Con relación a la época de los veranos la situación es más estable aun cuando se aprecia también una tendencia hacia anomalías positivas. En general, se observan variaciones ligeras alrededor del valor medio en los veranos de 1999 a 2002. De este punto hasta el verano de 2003 se nota el predominio de anomalías positivas.

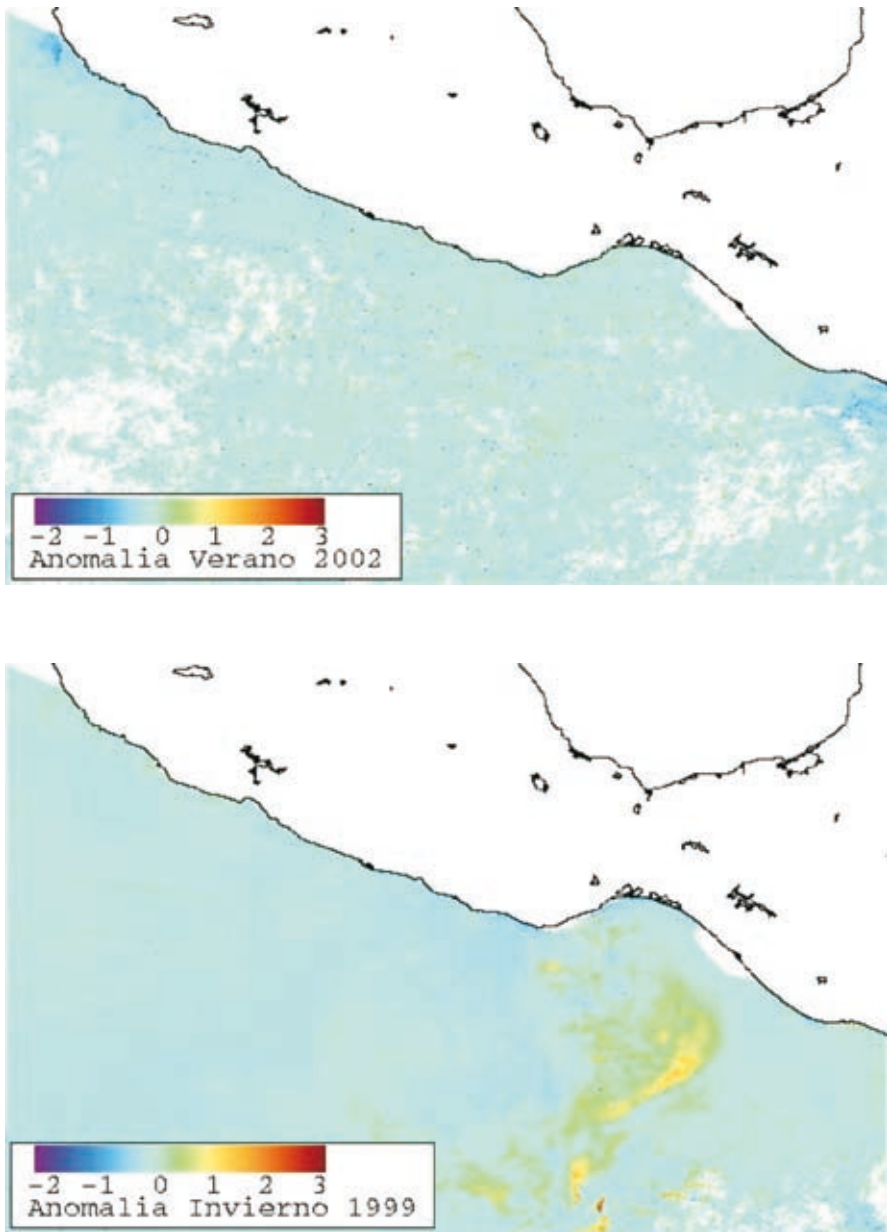
Finalmente, en la figura 4a (página siguiente) se ejemplifican las anomalías de [Chl *a*] con el mapa de la anomalía del verano de 2002. Aquí se observa, en forma sinóptica y en tono azul claro, la relativa homogeneidad de la región en esta época del año, con algunas regiones cubiertas por nubes en blanco. La figura 4b (página siguiente) ilustra, a su vez, un caso típico de las anomalías de [Chl *a*] en la época de invierno de 1999. Aquí se observa con claridad el efecto de la surgencia en la región sur del Golfo de Tehuantepec, en tonalidades verde amarillo, como anomalías positivas indicativas de una mayor [Chl *a*] en esa región, mientras que el resto del área se mantiene relativamente homogénea con valores cercanos a cero, indicativo del valor medio de [Chl *a*] en la región.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En los resultados se observa una diferencia importante en [Chl *a*] entre las épocas de verano y las de invierno de 1998 a 2004, siendo más estables las variaciones durante los veranos, mientras que en los inviernos éstas son de mayor magnitud. Esto se explica fundamentalmente por el efecto de la surgencia eólica del Golfo de Tehuantepec, el aspecto oceanográfico más conspicuo en las imágenes de color del mar. Este efecto se observa claramente en las imágenes de invierno como un aumento en la [Chl *a*]. En las imágenes de verano no se percibe este efecto dado que no se satisfacen las condiciones meteorológicas para que ocurra este evento de surgencia (Hurd 1929, Legeckis 1988, Lavín *et al.* 1992).

El análisis de las anomalías de [Chl *a*] muestra una tendencia hacia anomalías positivas con relación a sus propias  $\mu_c$ , sobre todo de 2003–2004. La fluctuación de las anomalías en [Chl *a*] fue menor en verano que en invierno. No obstante, es posible observar tres características comunes para ambos pe-

Figura 4. Imágenes de las anomalías en la concentración de clorofila *a* durante (a) el verano 2002 y (b) el invierno de 1999



riodos: (a) la presencia de anomalías negativas en 1998–1999, (b) un periodo relativamente estable entre 1999–2002, y (c) un predominio importante de anomalías positivas con tendencia a aumentar de 2002 a 2004.

La medición de anomalías con relación a las  $\mu_c$  calculadas para cada estación, necesita tomar en cuenta un mayor periodo para ser considerada como climatológicamente adecuada y para que los análisis sean más robustos. Un próximo paso sería incluir el acervo de las imágenes de otros sensores (CZCS, OCTS, MODIS, etc.) con el fin de fortalecer estos análisis.

De cualquier manera los resultados obtenidos sirven para observar tendencias en las variaciones, a lo largo de seis años, de [Chl *a*] (como índice de biomasa del fitoplancton marino) y utilizarla de apoyo en los análisis de la producción primaria de la zona del Pacífico Sur de México.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre-Gómez R. 2002. *Los mares mexicanos a través de la percepción remota. Temas Selectos de Geografía de México*. Plaza y Valdez-Instituto de Geografía UNAM, México. 95 pp.
- Alvarez S, Lara JR. 1991. The physical environment and primary productivity in the Gulf of California. En: Simoneit BRT, Dauphin JP (eds.), *The Gulf and peninsular provinces of the Californias*. American Association of Petrology and Geology Memories 47, Pp. 555–567.
- Badán A, Robles JM, García J. 1989. Poleward flows off Mexico's Pacific coast. En: Neshyba SJ, Mooers CNK, Smith RL, Barber RT (eds.), *Poleward Flows along Eastern Ocean Boundaries*. Springer-Verlag, New York. Pp. 176–201.
- Barton ED, Argote ML, Brown J, Kosro PM, Lavín M, Robles JM, Smith RL, Trasviña A, Vélez HS. 1993. Supersquirt: Dynamics of the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Oceanography* 6: 23–30.
- Charnock H. 1996. The atmosphere and the Ocean. En: Oceanography: Summerhayes CP, Thorpe SA (eds.), *An illustrated Guide*, Manson Publishing, London.
- Fernández A, Gallegos A, Zavala J. 1993. Oceanografía física de México. *Cienc. Desarr.* XVIII (108): 24–35.
- Gallegos A, Barberán J, Fernández A. 1988. Condiciones oceánicas alrededor de Isla Socorro, archipiélago de Revillagigedo, en julio de 1981. *Rev. Geofis. (Mex.)* 28: 41–58.
- Hurd WE. 1929. Northerners of the Gulf of Tehuantepec. *Mon. Weather Rev.* 57: 192–194.

- Lavín M, Robles JM, Argote ML, Barton ED, Smith R, Brown J, Kosro M, Trasviña A, Velez HS, García J. 1992. Física del Golfo de Tehuantepec. *Cienc. Desarr.* XVIII (103): 97–108.
- Legeckis R. 1988. Upwelling off the Gulfs of Panama and Papagayo in the tropical Pacific during March 1985. *J. Geophys. Res.* 93: 15485–15489.
- Lluch-Cota SE, Alvarez-Borrego S, Santamaría del Ángel E, Müller-Karger FE, Hernández Vázquez S. 1997. El Golfo de Tehuantepec y áreas adyacentes: Variación espacio-temporal de pigmentos fotosintéticos derivados de satélite. *Cienc. Mar.* 23: 329–340.
- McClain CR, Christian JR, Signorini SR, Lewis MR, Asanuma I, Turk D, Dupouy C. 2002. Satellite ocean-color observations of the tropical Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.* II 49: 2533–2560.
- Müller-Karger FE, Fuentes-Yaco C. 2000. Characteristics of wind-generated rings in the eastern tropical Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.* 105(C1): 1271–1284.
- Robles-Jarero EG, Lara-Lara JR. 1993. Phytoplankton biomass and primary productivity by size classes in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *J. Plankton Res.* 15: 1341–1358.
- González-Silvera A, Santamaría-del-Ángel E, Millán-Núñez R, Manzo-Monroy H. 2004. Satellite observations of mesoscale eddies in the Gulfs of Tehuantepec and Papagayo (Eastern Tropical Pacific). *Deep Sea Res.* II 51: 587–600.
- Stumpf HG. 1975. Satellite detection of upwelling in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *J. Phys. Oceanogr.* 5: 383–388.
- Stumpf HG, Legeckis RV. 1977. Satellite observations of mesoscale eddy dynamics in the eastern Tropical Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 7: 648–658.
- Trasviña A, Barton ED, Brown J, Velez HS, Kosro PM, Smith RL. 1995. Offshore wind forcing in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: the asymmetric circulation. *J. Geophys. Res.* 100: 20649–20663.

## 19 TELEDETECCIÓN DEL IMPACTO DEL HURACÁN IGNACIO (2003) EN EL PACÍFICO TROPICAL ORIENTAL

---

*C. Fuentes-Yaco, J.E. Valdez-Holguín, E. Devred,  
T. Platt, S. Sathyendranath, J. Halfar, L. Godinez-Orta  
y J.M. Borges*

### INTRODUCCIÓN

La palabra Huracán se menciona desde el capítulo primero del Popol Vuh (el libro sagrado de los Mayas de México y Guatemala) como el primer miembro del Corazón del Cielo o la Triada Celeste; Caculhá-Huracán (Huracán una pierna) es el dios de las tormentas, el relámpago y el fuego, presente durante la creación del mundo. Actualmente, huracán en Norte y Centroamérica, ciclón en el Pacífico Oriental, la India y el Golfo de Bengala, tifón en el Pacífico Occidental, Willy-Willy en Australia y baguio en Filipinas, son términos genéricos que se refieren a cualquier sistema atmosférico no frontal de origen tropical o subtropical con una convección bien organizada y circulación de vientos ciclónica superficial y bien definida. La región más activa de huracanes en el mundo es el noroeste del Océano Pacífico; sin embargo, las regiones oriental del Pacífico Tropical y noroccidental del Atlántico también presentan estos fenómenos meteorológicos. El Océano Pacífico Nororiental es una región donde la actividad de tormentas tropicales y huracanes es mayor entre junio y noviembre (Alvarez-Borrego 1983). Generalmente los huracanes se dirigen hacia aguas abiertas del Pacífico, pero algunos de ellos ingresan al Golfo de California (Zehnder y Gall 1991), causando severos daños en las regiones costeras, principalmente en la parte sur de la Península de Baja California.

La oceanografía se ha beneficiado ampliamente de los sensores remotos para estudiar las propiedades del agua desde una perspectiva sinóptica. Por esa razón, el uso de sensores a bordo de satélites para medir los campos sinópticos del color y la temperatura superficiales del mar han aumentado nuestra capacidad en el estudio del impacto de los huracanes en la capas superficiales del océano (Platt *et al.* 2005). Estos eventos aumentan el transporte de agua fría de las capas profundas, rica en nutrientes, hacia la capa de mezcla, e incrementan la intensidad de la producción primaria y la biomasa de fitoplancton (clorofila *a*) (Fuentes-Yaco *et al.* 2005).

En este estudio se utilizaron imágenes satelitales y datos registrados *in situ* para examinar la respuesta de los campos de clorofila y temperatura al paso del Huracán Ignacio. La investigación se distingue porque los datos satelitales coinciden con el registro *in situ* de algunas propiedades físicas y biológicas del mar al paso de un huracán, una oportunidad que se presenta raras veces. La comparación de estos datos obtenidos de manera independiente aumenta el valor científico de los valores derivados del satélite y asegura una mejor interpretación de los resultados.

## METODOLOGÍA

### REGIÓN DE ESTUDIO

Durante el verano, el sur del Golfo de California se caracteriza por presentar promedios de temperatura de 31°C y salinidad de 35 y una termoclina bien desarrollada aproximadamente a 75 metros de profundidad (Castro *et al.* 2000). Durante este periodo es común observar valores superficiales de clorofila-*a* (Chl *a*) menores a 1.0 mg m<sup>-3</sup> y concentraciones máximas a 25 m de profundidad (Lara-Lara *et al.* 2003, Hidalgo-González y Alvarez-Borrego 2004). Scott-Pegau *et al.* (2002) reportan giros, meandros y corrientes de chorro a partir de mediciones por satélite de clorofila superficial durante el final del verano. La región oceánica al noroeste de la Península de Baja California ha sido estudiada usando satélites artificiales (Espinosa-Carreón *et al.* 2004), registrando promedios de temperatura superficial entre 21 y 17°C y concentraciones de Chl *a* entre 1.0 y 0.2 mg m<sup>-3</sup>. La región es influenciada por varias actividades humanas tales como acuicultura, pesca, ecoturismo, agricultura y producción de desechos municipales (Hyun 2005).

En el Pacífico Oriental Tropical, la temporada de huracanes de 2003 no fue la más activa, tampoco la que presentó los eventos de mayor intensidad,

comparada con la climatología regional. De 16 ciclones tropicales registrados durante ese año solamente siete se transformaron en huracanes y únicamente dos tocaron tierra en Baja California (Beven II *et al.* 2005). De acuerdo con el Centro de Predicción Tropical de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) de los Estados Unidos, se cree que el Huracán Ignacio se originó de una onda tropical que se movió de África hacia la zona tropical del Océano Atlántico el 6 de agosto de 2003. La onda continuó desplazándose hacia el oeste cruzando Centroamérica el 16 de agosto. La estructura de la perturbación se organizó alrededor del día 20 del mismo mes justo al sur de Manzanillo, Colima, y progresó como depresión tropical el 23 de agosto, casi 200 km al oeste de Puerto Vallarta, Jalisco, México. Finalmente, se transformó en huracán el 24 de agosto, cuando sus vientos alcanzaron una intensidad máxima de  $170 \text{ km h}^{-1}$  (categoría 2 en la escala Saffir-Simpson) al cruzar la costa oriental del extremo sur de Baja California. Esta tormenta fue la primera de la temporada y se formó relativamente tarde con respecto a los registros existentes, que señalan el 17 de junio como promedio general (Beven II *et al.* 2005) para el inicio de la temporada. Tocó tierra exactamente al este de La Paz el día siguiente, con vientos estimados de  $130 \text{ km h}^{-1}$ . Ignacio se movió lentamente hacia el noroeste de la península para, finalmente, disiparse el 27 de agosto en la región central peninsular. Este trabajo estudia el área comprendida entre  $20.5^{\circ}$ – $26.9^{\circ}$ N y  $107^{\circ}$ – $113^{\circ}$ W, la cual corresponde a la entrada del Golfo de California, una región rica en diversidad biológica y recursos pesqueros.

#### DATOS *IN SITU*

Cabo Pulmo ( $23^{\circ}25.223'$ N,  $109^{\circ}24.404'$ W; Baja California Sur, México), está localizado en la parte sur oriental de la Península de Baja California y representa el único arrecife coralino dentro del Golfo de California. Sus características oceanográficas lo sitúan como un ambiente oligotrófico (Chl *a*  $< 0.2 \text{ mg m}^{-3}$  la mayor parte del año y Chl *a*  $< 0.1 \text{ mg m}^{-3}$  durante el verano) y cálido (entre  $20$  y  $30^{\circ}$ C durante el año) (Halfar *et al.* 2004). Allí se instaló un anclaje con sensores a 10 m de profundidad configurados para registrar datos de manera autónoma a intervalos de tiempo regulares. La temperatura se midió cada hora con un sensor HoBo (Onset) y la Chl *a* cada media hora con un fluorómetro sumergible (Self-Contained Underwater Fluorescence Apparatus, SCUFA, Turner Designs), calibrado con muestras discretas de Chl *a*.



## IMÁGENES SATELITALES

El análisis de los campos superficiales de Chl *a* y temperatura al paso del Huracán Ignacio en el área de estudio se hizo con imágenes de satélite (80 archivos de nivel 2) de temperatura y color del océano del sensor Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), localizado a bordo de la plataforma Aqua de la National Aeronautics and Space Administration (NASA). El cálculo de la temperatura superficial del mar (TSM) se basa en los canales del infrarrojo-medio (3.8–4.1  $\mu\text{m}$ ) y el infrarrojo térmico (11–12  $\mu\text{m}$ ) con el algoritmo no lineal (non-linear SST algorithm, NLSST) desarrollado y en uso operacional por el National Environmental Satellite Data and Information Service de la NOAA (Brown y Minnet 1999). Esta aproximación es similar al método multi canal (multi-channel sea surface temperature, MCSST) usado en el sensor Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR, McClain *et al.* 1985). Las imágenes de Chl *a* (un índice de biomasa fitoplanctónica) se elaboraron usando el algoritmo OC3 de la NASA (O'Reilly *et al.* 2000).

A partir de los archivos individuales se obtuvieron imágenes compuestas (promedio de cada píxel) con toda la información disponible de 10 días antes (12 al 21 de agosto, correspondientes a 40 imágenes) y 10 días después (22 al 31 de agosto, 40 imágenes) del paso de la tormenta. Estas imágenes se elaboraron a una escala de 1 km por píxel para preservar la estructura espacial detallada y se suavizaron para eliminar valores extremos de cálculo, estimando la mediana en una matriz de 3×3 píxeles. Las imágenes se usaron para extraer los datos en una área de 890 km de largo por 500 km de ancho (250 km a cada lado), siguiendo la trayectoria del centro del huracán. Todos los cálculos fueron hechos en el Instituto Bedford de Oceanografía, Canadá.

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

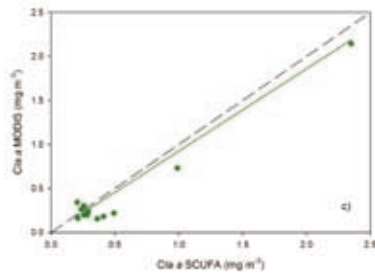
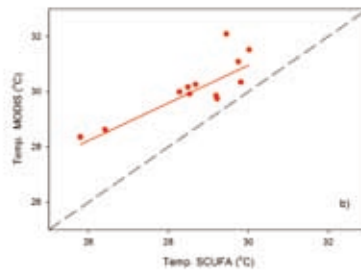
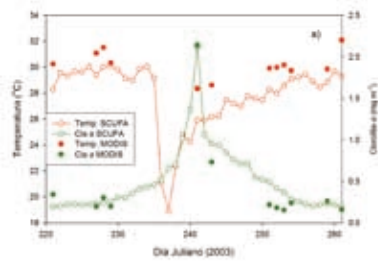
### DATOS *IN SITU*

Los datos medidos en el anclaje (SCUFA) fueron promediados para representar el valor diario (fig. 1a) y compararlos con los registros de satélite, a fin de consolidar la interpretación de los resultados. La temperatura del agua tuvo fluctuaciones entre 28 y 30°C antes del paso del huracán, descendiendo hasta 18°C después de la tormenta. Las concentraciones de Chl *a* oscilaron entre 0.2 y 0.5  $\text{mg m}^{-3}$ , aumentando dramáticamente hasta más de 2  $\text{mg m}^{-3}$  después del ciclón. De igual manera que la temperatura, los valores de pigmentos volvieron

Figura 1. (a) Media diaria de temperatura superficial del mar y clorofila *a*, medidos en Cabo Pulmo por el anclaje (SCUFA) y derivados del satélite MODIS (matriz de  $5 \times 5$  píxeles).

Comparación (aproximada) entre los datos medidos *in situ* y los satelitales aplicando el Modelo II de regresión lineal (Standard Major Axis; Legendre y Legendre 1998).

(b) Regresión lineal de temperatura, con ordenada al origen = 10.50, pendiente = 0.68 y coeficiente de determinación  $r^2 = 0.82$ . (c) Comparación de mediciones para la clorofila *a* con ordenada al origen = -0.06, pendiente = 0.92 y  $r^2 = 0.96$ . La línea punteada indica una relación 1:1



a sus concentraciones típicas aproximadamente 20 días después del evento. Como consecuencia del paso del huracán, el cambio neto de temperatura *in situ* fue de  $-10^{\circ}\text{C}$  y el incremento en la concentración de pigmento *in situ* fue 10 veces su valor original.

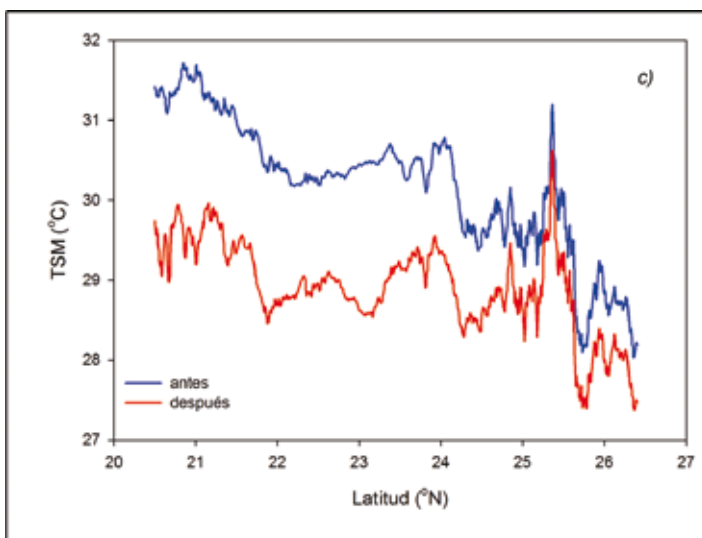
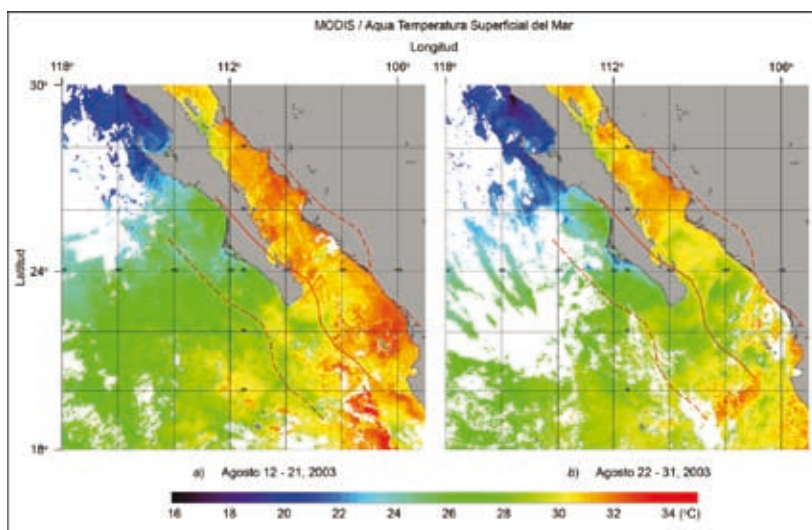
#### COMPARACIÓN ENTRE LOS DATOS *IN SITU* Y LOS DERIVADOS DE MODIS

Los valores derivados del satélite se obtuvieron de una matriz de  $5 \times 5$  píxeles que contenía la localización geográfica del anclaje. La comparación (aproximada) entre los datos medidos *in situ* y los de satélite se realizó aplicando una regresión lineal que toma en cuenta la aleatoriedad en ambas variables (Model II, Standard Major Axis; Legendre y Legendre 1998). La figura 1b muestra los resultados correspondientes a la regresión lineal de temperatura:  $T_{sat} = 0.68 T_{in situ} + 10.50$ ;  $r^2 = 0.82$ . La temperatura derivada del satélite es más alta que la registrada por el SCUFA por la diferencia en la concepción de las mediciones. Los datos SCUFA se registraron a 10 m de profundidad, en cambio los satelitales representan los primeros milímetros de la capa superficial. La figura 1c muestra la comparación de mediciones para la Chl *a*:  $Chl a_{sat} = 0.92 Chl a_{in situ} - 0.06$ ;  $r^2 = 0.96$ . En este caso los resultados de la comparación son más cercanos entre sí porque el satélite mide la concentración de Chl *a* en la primera profundidad óptica (profundidad a la cual la irradiancia es reducida a  $1/e$  de su valor superficial) de la columna de agua. El SCUFA estuvo posicionado dentro de este rango de profundidad. Los 25 píxeles MODIS mostraron una disminución de  $3^{\circ}\text{C}$  en la temperatura y un incremento de 10 veces en la biomasa de fitoplancton.

#### CAMBIOS EN LOS CAMPOS DE TEMPERATURA Y CHL *a* SUPERFICIALES

Con base en la hipótesis planteada, los vientos fuertes asociados con el paso de un huracán promueven el transporte de agua fría de las capas profundas a las capas superficiales enriqueciéndolas con nutrientes que sostienen una floración importante de fitoplancton. Las imágenes compuestas de la figura 2 muestran los campos de temperatura superficial del mar antes (a) y después (b) del paso de la tormenta. Los cambios de temperatura pueden ser considerados como una aproximación de los cambios en la capa de mezcla y de los nutrientes llevados a las capas superficiales (Fuentes-Yaco *et al.* 2005). Las

Figura 2. Imágenes compuestas de los campos de temperatura superficial del mar ( $^{\circ}\text{C}$ ) (a) antes y (b) después del paso de la tormenta. (c) Datos extraídos de las imágenes del área de mayor impacto (890 km de longitud por 500 km de amplitud) y promediados paralelamente a la trayectoria del huracán. La línea azul representa la temperatura antes y la roja después del paso del huracán



estructuras pelágicas de mayor contraste térmico se observan al sur y al este de la trayectoria del huracán. Los datos extraídos de las imágenes bajo el área de mayor impacto (890 km de longitud por 500 km de amplitud) y promediados paralelamente a la trayectoria del huracán se presentan en la figura 2c. En ella se observa un gradiente térmico latitudinal con mayores temperaturas al sur que al norte de la región de estudio, mientras que las aguas sureñas muestran mayor amplitud de cambio que las norteñas. Los valores medios fluctuaron, de sur a norte, entre 32 y 28°C antes del ciclón y descendieron hasta 30 y 27°C después de la tempestad.

Las variaciones en los campos de Chl *a* antes y después (fig. 3a, b) del paso del huracán muestran un gradiente donde las concentraciones de biomasa de fitoplancton son menores en latitudes bajas comparadas con latitudes altas. Las particularidades más evidentes del impacto del huracán se observan al este de su trayectoria, sin embargo, una franja estrecha de concentraciones fuertes de pigmento es identificable al oeste de la península. Los valores promediados paralelamente a la trayectoria (fig. 3c) confirman las observaciones anteriores con cambios fuertes entre los 21 y 24°N, así como entre los 25 y 26°N.

En la figura 4 se presentan los cambios concurrentes en los gradientes de temperatura y biomasa de fitoplancton. En la figura 4a se muestra la diferencia de temperatura (después – antes) y en 4b la razón de cambio en biomasa fitoplanctónica (después:antes) entre las imágenes compuestas de antes y después del paso del huracán. Se observan estructuras complejas en los cambios de temperatura, con diferencias negativas entre 2 y 3°C, que en algunas regiones llegan a ser hasta de –6°C (fig. 4a). Estas estructuras corresponden con incrementos en Chl *a* entre 3 y 6 veces las concentraciones previas. Es importante notar que al sur de la península se observan regiones (saturadas en la escala de color) con incrementos superiores a 25 veces la concentración inicial de Chl *a* (fig. 4b). Conjuntamente, los valores de cambio promediados a lo largo de la trayectoria del huracán confirman, por un lado, el gradiente de cambio térmico sur-norte y, por otro, el incremento de la biomasa fitoplanctónica (fig. 4c). Después de reducir de 44500 a 890 píxeles, el gradiente de cambios térmicos promedia –1.3°C, con valores extremos de –2.4°C al sur y de –0.5°C al norte del área de estudio. Por su parte, el promedio de la razón de cambio en biomasa fitoplanctónica aumenta 1.5 veces su valor original con extremos de 0.6 y 3.0. La mayor concentración de valores altos es al sur de la entrada al Golfo de California, aunque algunos cambios también son importantes al noroeste de la península.

Figura 3. Imágenes compuestas de los campos de concentración de clorofila *a* ( $\text{mg m}^{-3}$ ) (a) antes y (b) después del paso de la tormenta. (c) Datos extraídos y promediados a lo largo de la trayectoria del huracán. La línea azul representa la biomasa de fitoplancton antes y la roja después del paso del huracán

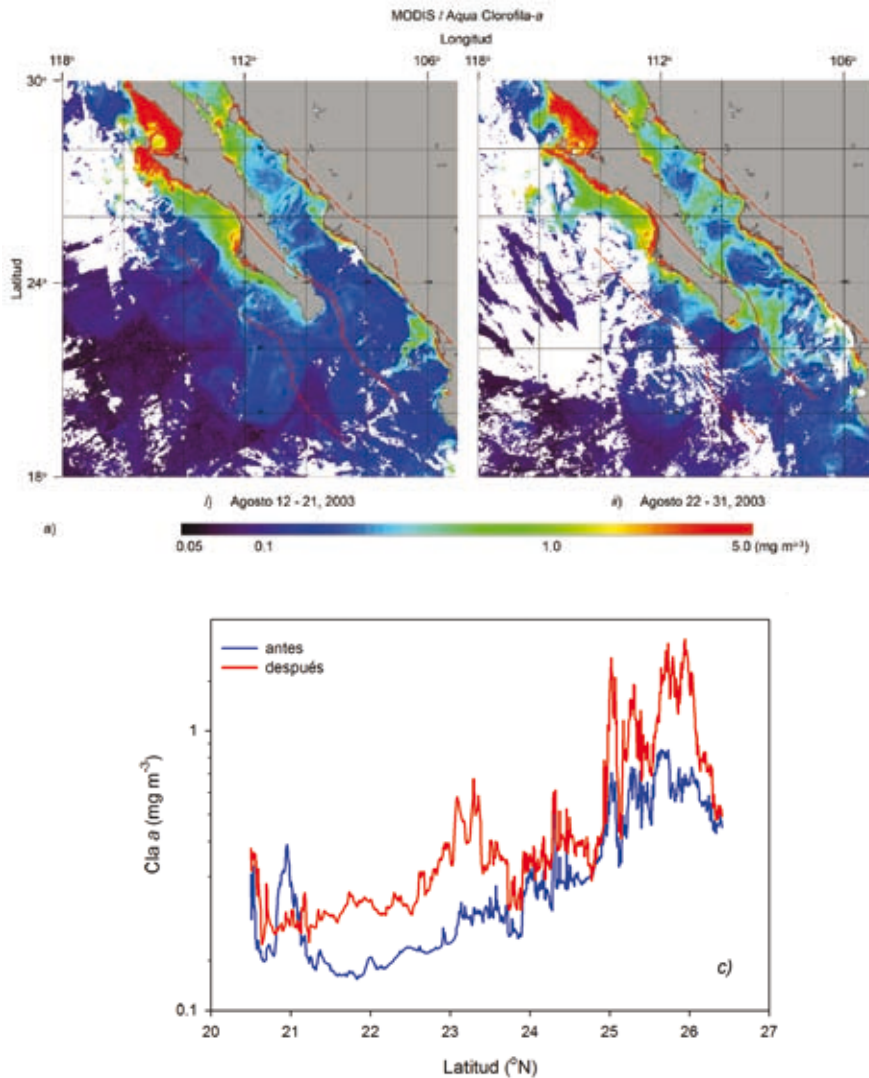
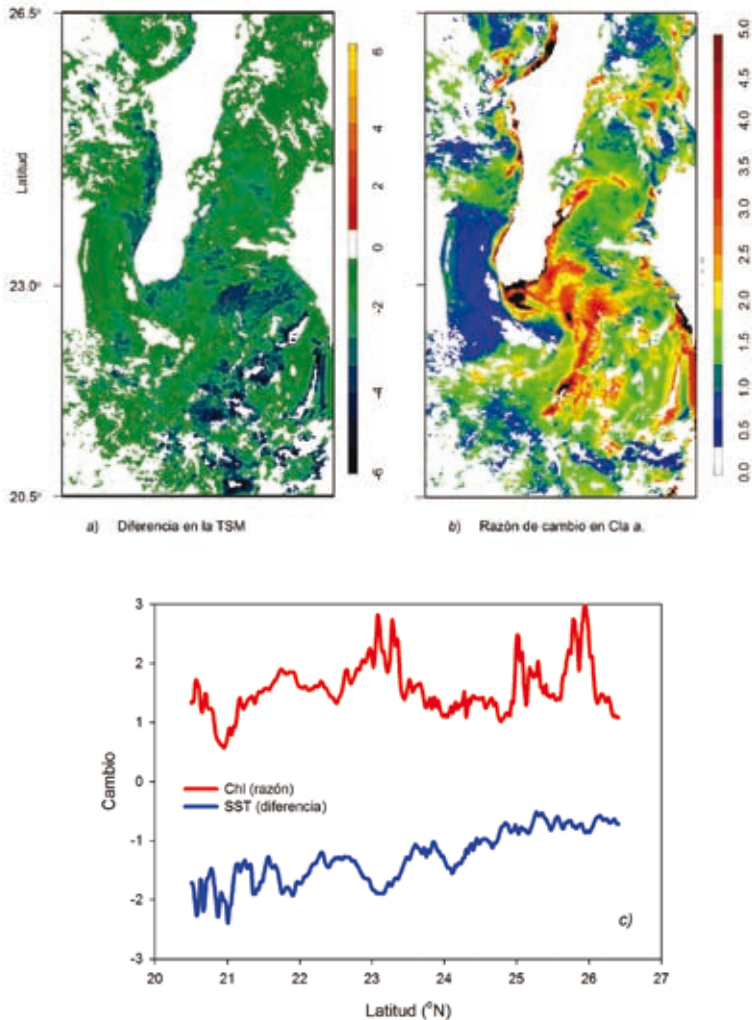
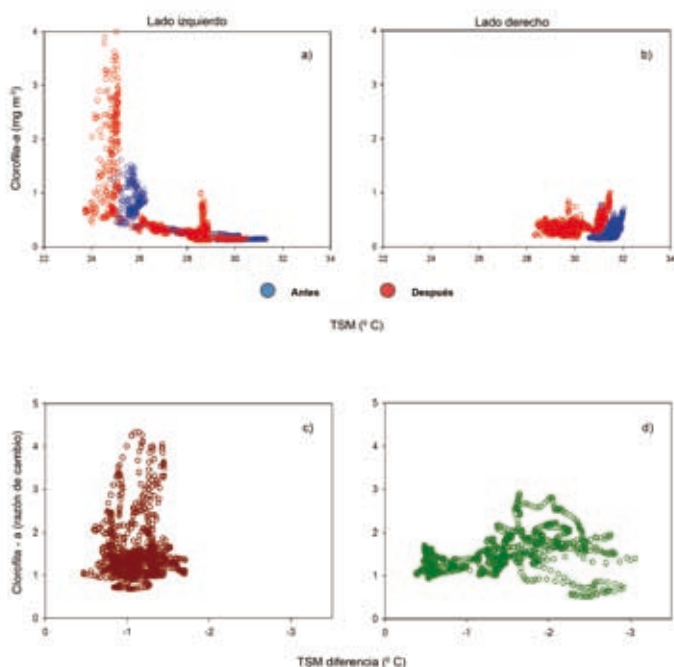


Figura 4. Cambios en los gradientes de temperatura y biomasa de fitoplancton centrados en la trayectoria del ciclón: (a) diferencia de temperatura (después-antes), (b) razón de cambio en biomasa fitoplanctónica (después:antes) entre las imágenes compuestas de antes y después del paso del huracán. (c) Los valores de cambio promediados (reducción de 44500 a 890 píxeles) a lo largo de la trayectoria del huracán muestran el gradiente térmico sur-norte y el incremento general de la biomasa fitoplanctónica. La línea azul representa la diferencia de temperatura y la roja la razón de cambio en biomasa de fitoplancton



La comparación entre los valores superficiales de temperatura y Chl *a* (promediados longitudinalmente) se muestra en los diagramas de dispersión de la figura 5. Los valores al lado izquierdo y derecho de la trayectoria antes y después del paso del Huracán Ignacio se observan en la figura 5a, b. Existe una mayor dispersión de magnitudes en ambas variables del lado izquierdo comparada con la del lado derecho. La comparación espacial de los cambios en temperatura y Chl *a* muestra incrementos de biomasa de segundo orden al lado izquierdo, con excepciones de hasta cuatro veces el valor original (fig. 5c, d). Mientras tanto, la temperatura cambia más del lado derecho, donde se localizan las aguas del interior del Golfo de California.

Figura 5. Concurrencia de valores satelitales de temperatura del agua ( $^{\circ}\text{C}$ ) y de clorofila *a* ( $\text{mg m}^{-3}$ ), promediados longitudinalmente. Datos a la izquierda (a) y derecha (b) de la trayectoria, antes (azul) y después (rojo) del paso del Huracán Ignacio. Comparación espacial de los cambios en temperatura (diferencias, después-antes) y en biomasa de fitoplancton (razón de cambio, después:antes), a la izquierda (c) y derecha (d) del centro de la trayectoria de la tormenta





En resumen, el conjunto de imágenes y gráficas de las figuras 3, 4 y 5, revelan con detalle el impacto del Huracán Ignacio en la región pelágica del Golfo de California. Un logro importante de este trabajo fue haber utilizado información de satélites para estudiar un fenómeno asociado a fuertes concentraciones nubosas.

## CONCLUSIÓN

Los eventos físicos y biológicos estudiados son vitales para el conocimiento de los ecosistemas que rodean la Península de Baja California, en particular la entrada al Golfo de California y la región noroccidental de la península. Esta región ha sido históricamente y es actualmente una fuente de riqueza en biodiversidad y recursos pesqueros que se traduce en beneficios económicos para México. De mayor importancia es su función como una zona de gran dinámica en procesos de asimilación-liberación de carbono como resultado del paso de eventos meteorológicos de la magnitud de los huracanes, lo que ha sido demostrado en este trabajo con relación al paso del Huracán Ignacio. Este estudio ejemplifica la influencia de los ciclones en la generación de floraciones importantes de fitoplancton y los mecanismos implicados en la producción de recursos críticos para la cadena alimenticia, en particular para el sostenimiento de las pesquerías. Al final de esta serie de transformaciones biológicas se observa un incremento neto en la concentración de carbono orgánico (biomasa de fitoplancton) en la región pelágica marina. El uso sistemático de satélites artificiales para estudios futuros puede servir para analizar la respuesta del océano al paso de cada tormenta. También permitiría la evaluación de la incorporación de biomasa fitoplanctónica en cada temporada de huracanes para hacer una comparación interanual. Esta metodología ofrece la posibilidad de hacer estudios a largo plazo para cuantificar la frecuencia e intensidad de los huracanes y su impacto en el cambio climático a escalas espaciales y temporales de importancia nacional e internacional.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen especialmente a Saúl Alvarez-Borrego y Rubén Lara-Lara por ofrecernos la ocasión de integrar nuestros resultados en esta colección de estudios. Nuestra gratitud se extiende a Linda Payzant, Heidi Maass, George White III y Peter Payzant por su ayuda en el procesamiento de las imágenes satelitales. Las imágenes MODIS son cortesía de la NASA. Esta investigación se

circunscribe en el financiamiento otorgado por la Agencia Espacial Canadiense al Government Related Initiatives Program (GRIP). El estudio de campo fue financiado por VolkswagenStiftung, de Alemania (grant I/77446).

## BIBLIOGRAFÍA

- Alvarez-Borrego S. 1983. Gulf of California. En: Ketchum BH (ed.), *Estuaries and Enclosed Seas, Ecosystems of the World* 26, Elsevier Sci. Pub. Co., New York, pp. 427–449.
- Beven II, JL, Avila LA, Franklin JL, Lawrence MB, Pasch RJ, Stewart SR. 2005. Eastern North Pacific hurricane season of 2003. *Mon. Weather Rev.* 133: 1403–1415.
- Brown OB, Minnett PJ. 1999. MODIS infrared sea surface temperature algorithm. Algorithm theoretical basis document. Version 2.0, [http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd\\_mod25.pdf](http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod25.pdf).
- Castro R, Mascarenhas A, Durazo R, Collins C. 2000. Seasonal variation of the temperature and salinity at the entrance to the Gulf of California, México. *Cienc. Mar.* 26(4): 561–583.
- Espinosa-Carreón TL, Strub PT, Beier E, Ocampo-Torres F, Gaxiola-Castro G. 2004. Seasonal and interannual variability of satellite-derived chlorophyll pigment, surface height, and temperature off Baja California. *J. Geophys. Res.* 109(C03039), doi:10.1029/2003JC002105.
- Fuentes-Yaco C, Devred E, Platt T, Sathyendranath S, Forget MH, Son SH. 2005. Principes physiques et interprétation de la réflectance spectrale marine (la couleur de l'océan) : applications aux données satellitaires. *Phys. Canada* 61(5): 215–226.
- Halfar J, Godínez-Orta L, Mutti M, Valdez-Holguín JE, Borges JM. 2004. Nutrient and temperature controls on modern carbonate production: An example from the Gulf of California, Mexico. *Geology* 32 (3): 213–216, doi: 10.1130/G20298.1
- Hidalgo-González RM, Alvarez-Borrego S. 2004. Total and new production in the Gulf of California estimated from ocean color data from the satellite sensor SeaWiFS. *Deep-Sea Res.* II, 51: 739–752.
- Hyun K. 2005. Transboundary solutions to environmental problems in the Gulf of California Large Marine Ecosystem. *Coast. Manage.* 33: 435–445.
- Lara-Lara JR, Millán-Núñez E, Millán-Núñez R, Bazán-Núñez C. 2003. Producción primaria del fitoplancton en el Pacífico Mexicano (1992-2000). En: Barreiro-Güemes MT, Meave del Castillo ME, Signoret-Poillon M, Figueroa-Torres MG (eds.), *Planctología Mexicana*, Sociedad Mexicana de Planctología, AC, México, pp. 103–124
- Legendre P, Legendre L. 1998. *Numerical Ecology*, Elsevier Science, Amsterdam.

- McClain EP, Pichel WG, Walton CC. 1985. Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures. *J. Geophys. Res.* 90: 11587–11601.
- O'Reilly JE et al. 2000. Ocean color chlorophyll a algorithms for SeaWiFS, OC2 and OC4: Version 4. En: Hooker SB, Firestone ER (eds.), SeaWiFS postlaunch calibration and validation analyses, part 3. NASA Tech. Memo. 2000-206892 (Vol. 11), NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland. Pp. 9–23.
- Platt T, Bouman H, Devred E, Fuentes-Yaco C, Sathyendranath S. 2005. Physical forcing and phytoplankton distributions. *Scientia Marina* 69(1): 55–73.
- Scott-Pegau W, Boss E, Martínez A. 2002. Ocean color observations of eddies during the summer in the Gulf of California. *Geophys. Res. Lett.* 29(9), doi: 10.1029/2001GL014076.
- Zehnder ZA, Gall RL. 1991. On a mechanism for orographic triggering of tropical cyclones in the Eastern North Pacific. *Tellus* 43A: 25–36.

## 20 INFLUENCIA DE LOS PROCESOS FÍSICOS EN LA PRODUCCIÓN DE CARBONO ORGÁNICO FRENTE A BAJA CALIFORNIA

---

*T.L. Espinosa-Carreón, J. Cepeda-Morales  
y G. Gaxiola-Castro*

### INTRODUCCIÓN

Los ecosistemas pelágicos se clasifican de acuerdo al control ejercido por el ambiente físico sobre ellos (Cushing 1989) y para su adecuado estudio son agrupados según el tipo de forzamiento que los genera, o bien, de acuerdo a las escalas principales que ocupan en espacio y tiempo. Como resultado de la nueva posibilidad de usar sensores remotos para estudiar el océano, pueden realizarse determinaciones de la variabilidad de diferentes procesos físicos y biológicos a escala global (Kahru y Mitchell 2001), e inclusive estudiar su estacionalidad (Carr 2002, Carr y Kearns 2003). Actualmente, a partir de la información derivada de los sensores remotos es posible estimar la producción primaria del océano de manera rutinaria (Platt y Sathyendranath 1988, Antoine *et al.* 1996, Behrenfeld y Falkowski 1997).

Uno de los ecosistemas más importantes y estudiados del Océano Pacífico Nororiental es la Corriente de California (CC). El Sistema de la Corriente de California (SCC) se delimita al norte por el giro Subártico y al sur por la Corriente Norecuatorial (Parés-Sierra *et al.* 1997). Estos sistemas están controlados por una frontera meridional y por el viento dominante. El flujo medio de la CC cerca de la zona costera es hacia el ecuador (Hickey 1979, Parés-Sierra *et al.* 1997, Venrick 2000). El SCC es uno de los cuatro principales sistemas de corrientes de frontera oriental (Carr y Kearns 2003), con la ocurrencia de

surgencias costeras producidas por el transporte de Ekman hacia fuera de la costa y con el consecuente transporte vertical de agua subsuperficial. El esfuerzo del viento producto del flujo hacia el ecuador forma una franja de agua de surgencias costeras (agua fría, salada, y rica en nutrientes). Los nutrientes estimulan el crecimiento del fitoplancton, el cual es la base de la producción en los ecosistemas acuáticos. La existencia de diferentes procesos físicos implica la generación y permanencia de la distribución de células fitoplanctónicas y, por lo tanto, de la producción primaria (Falkowski *et al.* 1998).

El Niño es un fenómeno que se presenta cada tres a ocho años, con fuertes efectos en el Océano Pacífico Tropical (Chavez *et al.* 1999). El Niño se inicia por anomalías en el campo de vientos en el Océano Pacífico Ecuatorial Occidental. La termoclina se hunde y se eleva el nivel del mar en la zona costera de la CC (Huyer y Smith 1985). Al hundirse la termoclina la temperatura aumenta en la capa superficial, por lo que las surgencias durante este fenómeno transportan hacia la superficie agua cálida y con baja concentración de nutrientes. Durante 1997-98 se registró en la región sur de la CC uno de estos eventos más fuertes, caracterizado por aguas cálidas y con baja productividad (Lynn *et al.* 1998). Posteriormente hubo una transición hacia condiciones de aguas frías con un incremento en la productividad, asociadas a un evento La Niña (Hayward *et al.* 1999). El Océano Pacífico tropical permaneció en condiciones La Niña de 1999 hasta la primavera de 2000. Espinosa-Carreón *et al.* (2004) realizaron un estudio frente a Baja California donde caracterizaron la influencia de los procesos de larga escala temporal y espacial utilizando variables como la temperatura superficial del mar, la altura del nivel del mar y la clorofila, pero hacía falta considerar la producción primaria.

En este trabajo se caracteriza la influencia de los procesos físicos de gran escala como El Niño y La Niña frente a Baja California sobre la producción de carbono orgánico del fitoplancton marino, tratando de identificar además la importancia de los procesos locales en el área comprendida entre 22°–33°N y 112°–120°W y durante el período de enero de 1998 a mayo de 2002.

## MATERIAL Y MÉTODOS

### ESTIMACIÓN DE LA PRODUCCIÓN PRIMARIA

Para estimar la tasa de asimilación de carbono en la zona eufótica ( $PP_{eu}$  mgC m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) se utilizó un modelo propuesto por Behrenfeld y Falwoski (1997). Las variables de entrada del modelo son clorofila (Chl *a*), luz PAR

(Radiación Fotosintéticamente Activa,  $E_{PAR}$ ), coeficiente de atenuación de luz difusa a 490 nm ( $K_{490}$ ) a partir del cual se calcula la profundidad de la zona eufótica ( $Z_{eu}$ ), temperatura superficial del mar y horas luz ( $D_i$ ). El parámetro fotosintético  $P_{opt}^B$  fue estimado a partir de un polinomio de séptimo orden utilizando la temperatura superficial, suponiendo que esta temperatura y la concentración de clorofila son uniformes a través de la columna de agua. El Modelo de Producción Vertical Generalizado (VGPM) se describe mediante la siguiente ecuación:

$$PP_{eu} = 0.66125 D_{opt}^B \left[ \frac{E_{0(PAR)sat}}{E_{0(PAR)sat} + 4.1} \right] Z_{eu} Chla D_i \quad (1)$$

### IMÁGENES DE SATÉLITE

Se obtuvieron las composiciones mensuales globales de clorofila y  $K_{490}$  del SeaWiFS, del sitio <ftp://ocans.gsfc.nasa.gov/SeaWifs/Mapped/CHLO/>, para el periodo de enero de 1998 a mayo de 2002. Las imágenes de  $E_{PAR}$  fueron proporcionadas por el Dr. Robert Frouin de la Institución Scripps de Oceanografía de la Universidad de California en San Diego, todas con resolución de  $9 \times 9$  km por píxel. De estas imágenes globales se extrajo el área comprendida entre  $22^\circ$ – $33^\circ$ N y de  $112^\circ$ – $120^\circ$ W. Con el fin de trabajar con imágenes limpias de nubes se realizó una interpolación espacial para obtener las imágenes inicial y final libres de nubes y de datos anómalos. Posteriormente se realizó una interpolación espacial y temporal de todas las imágenes, obteniendo de esta manera imágenes sin nubes en todas las composiciones.

A partir de las imágenes de  $K_{490}$  se estimó la profundidad de la zona eufótica ( $Z_{eu}$ ) de acuerdo al modelo propuesto por Cervantes-Duarte *et al.* (2000):  $Z_{eu} = 14.3 + (2.3/K_{490})$ .

Las composiciones de temperatura superficial del mar globales fueron obtenidas para el mismo periodo del sitio: [ftp://poddac.jpl.nasa.gov/pub/sea\\_surface\\_temperature/avhrr/pathfinder/data\\_V5/monthly/ascending/9km/](ftp://poddac.jpl.nasa.gov/pub/sea_surface_temperature/avhrr/pathfinder/data_V5/monthly/ascending/9km/), procesándolas de igual manera que las imágenes anteriores.

### HORAS LUZ (D)

Los promedios mensuales de horas luz desde la salida hasta la puesta del sol en la región fueron obtenidas del sitio U. S. Naval Observatory Astromical

Applications Department <http://aa.usno.navy.mil/data/docs/EarthSeasons.html>.

### CICLO ESTACIONAL

El ciclo estacional de producción primaria en la zona eufótica ( $PP_{eu}$ ) fue calculado utilizando una transformada de Fourier ( $F$ ) a partir de la ecuación:

$$F(x,t) = A_0(x) + A_1(x)\cos(\omega t - \varphi_1) + A_2(x)\cos(2\omega t - \varphi_2) \quad (2)$$

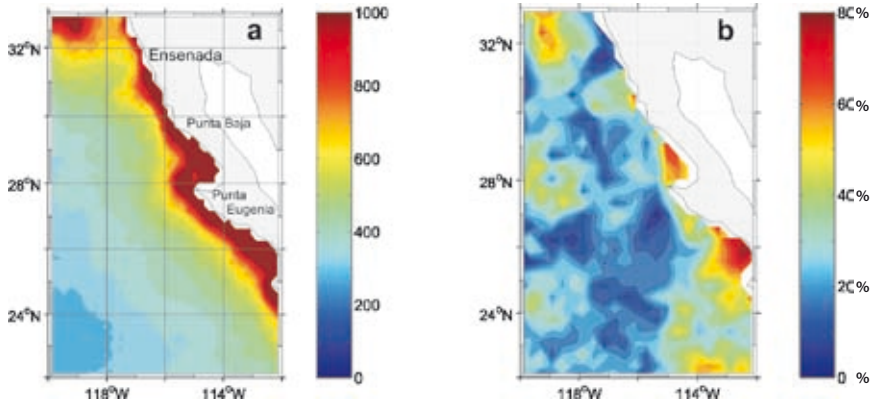
donde  $A_0$ ,  $A_1$  y  $A_2$  corresponden a la amplitud temporal media, la amplitud anual y la amplitud semianual para cada serie de tiempo;  $\omega = 2\pi/365.25$  es la frecuencia anual;  $\varphi_1$  y  $\varphi_2$  son las fases de los armónicos anual y semianual, respectivamente; y  $t$  es el tiempo (año-día).

Para realizar el cálculo de la anomalía estacional (señal anual más la señal semianual juntas), en primer lugar se eliminó el valor medio de las series de tiempo de  $PP_{eu}$  y enseguida se aplicaron funciones empíricas ortogonales (FEOs). Para obtener la anomalía no-estacional, a las series de tiempo se les sustrajo el ciclo estacional (ecuación 3) y se aplicaron de nuevo FEOs para obtener la variabilidad de mayor frecuencia. Se presentan los resultados obtenidos de los tres primeros modos de las FEOs, estacional y no-estacional, para  $PP_{eu}$ . La interpretación de los modos se realizó con base en el patrón espacial y su variación fue dada por la serie de tiempo correspondiente.

### RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El patrón medio de la producción primaria (fig. 1a) mostró dos zonas de alta asimilación de carbono, una franja costera de aproximadamente 50–150 km de ancho y la otra ubicada en un frente oceánico conocido como Frente Ensenada. Se presentó una zona oceánica de baja producción primaria. La zona costera se caracteriza por ser eutrófica ( $>600 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) y la oceánica por ser oligotrófica ( $<200 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ), con una zona intermedia mesotrófica ( $\sim 200\text{--}600 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) intermedia, lo que corresponde a una descripción ya reportada anteriormente por Kahru y Mitchell (2000) y Espinosa-Carreón *et al.* (2004) para estimaciones de producción primaria y clorofila respectivamente. La zona eutrófica costera, en promedio, es resultado de los vientos paralelos a la costa con dirección al ecuador, los cuales ocasionan un transporte de Ekman hacia fuera de la costa y que, en consecuencia, producen surgencias

Figura 1. (a) Campo medio de la producción primaria ( $\text{mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ) y (b) porcentaje de varianza explicada por el ciclo estacional, ambas para el período de enero de 1998 a mayo del 2002



de aguas subsuperficiales frías y ricas en nutrientes (Espinosa-Carreón *et al.* 2004). Estas condiciones son capaces de mantener la asimilación media de carbono, mientras que la producción media en el Frente Ensenada responde a una circulación ciclónica, asociada con bajas temperaturas superficiales y altas concentraciones de clorofila (Espinosa-Carreón *et al.* 2004), que separa las aguas cálidas y menos productivas hacia el sur (Gaxiola-Castro y Alvarez-Borrego 1991, Haury *et al.* 1993, Hernández-de la-Torre *et al.* 2003).

La varianza explicada por el ciclo estacional (fig. 1b) mostró ser entre el 50% y 80% en la zona costera, en Punta Baja y al sur de Punta Eugenia, y en el Frente Ensenada. En la región oceánica sobresalen dos zonas que son explicadas por el ciclo estacional en un porcentaje entre el 40% y 60%, situadas alrededor de los 24°N y 28°N respectivamente. ¿Cuál es la importancia de conocer el porcentaje de la varianza explicada por el ciclo estacional de la producción primaria estimado de enero de 1998 a mayo de 2002? La variabilidad de la irradiación solar a lo largo del año ocasiona cambios en las condiciones atmosféricas y oceanográficas, lo que determina que casi cualquier variable tenga un ciclo estacional que se repite año tras año. Como se mencionó en la sección de material y métodos, este ciclo consta de dos señales, la anual y la semianual. Esto ayuda a entender por qué en la región de Baja California, la variabilidad de la tasa de asimilación de carbono que es explicada por el ciclo estacional es aproximadamente 75%, mientras que en otras regiones llega a



~50%. El resto de la varianza es explicada por otras frecuencias que en este estudio no se pudieron identificar; sin embargo, una baja frecuencia que altera el comportamiento de la producción primaria corresponde precisamente a procesos de gran escala como El Niño y La Niña.

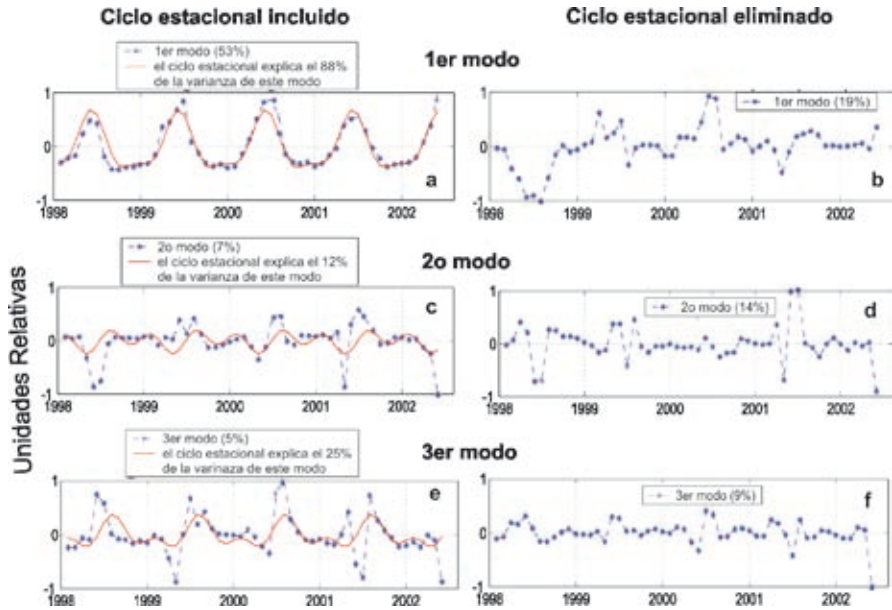
A partir del análisis armónico se determinó la variabilidad estacional e interanual de la producción primaria y con ello el efecto de los eventos de gran escala temporal como El Niño y La Niña en la región. El primer modo explicó 53% de la varianza total y el ciclo estacional explicó 88% de este modo. El ciclo estacional presenta una anomalía positiva de asimilación de carbono durante los meses de marzo a julio y una negativa de agosto a febrero (fig. 3a). Cuando se sustrae el ciclo estacional sobresalen los efectos de El Niño 1998 y de La Niña 1999-2000. Se apreció la influencia de El Niño de marzo a septiembre de 1998, con anomalías negativas de asimilación de carbono, principalmente en la zona costera al sur de Punta Eugenia. La influencia de las condiciones La Niña se manifestaron durante 1999 y 2000, con las mayores anomalías positivas ocurriendo de mayo a julio de 2000 (figs. 2b, 3b). Este incremento en la producción primaria durante estos meses es atribuible al efecto de una mayor disponibilidad de nutrientes en la zona eufótica, ocasionado por la elevación de la termoclina. Sin embargo, el incremento de la producción primaria también pudo deberse al efecto de condiciones locales tales como surgencias.

Los patrones espaciales del primer modo, con y sin ciclo estacional (fig. 2a, b), mostraron la influencia de El Niño y de La Niña principalmente en la zona costera, un efecto menor en el Frente Ensenada y casi no mostraron cambios en la zona oceánica. ¿Por qué este comportamiento? Frente a Baja California el período de surgencias costeras es de abril a julio (Gómez-Valdés 1984), y es precisamente en esos meses cuando se registraron anomalías positivas de la tasa de carbono orgánico producido por el fitoplancton (fig. 3a). No obstante, durante El Niño 1997-98 se presentaron anomalías positivas de temperatura, un alto nivel del mar y la termoclina se hace más profunda, por lo que la disponibilidad de nutrientes es menor en la zona eufótica (Huyer y Smith 1985) propiciando una reducción en la producción primaria principalmente en la zona costera (fig. 3b). Por el contrario, cuando se presenta La Niña (condiciones opuestas a las de El Niño) la disponibilidad de nutrientes en la zona eufótica es mayor y, por lo tanto, se incrementa la incorporación de carbono orgánico por el fitoplancton.

Sin embargo, en la región costera frente a Baja California, durante La Niña 1999-2000, dichos cambios no fueron tan fuertes como durante El Niño. A



Figura 3. Series de tiempo de los primeros tres modos obtenidos de las funciones empíricas ortogonales de la producción primaria ( $\text{mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ) de enero de 1998 a mayo de 2002. Panel izquierdo con el ciclo estacional incluido. Panel derecho sin el ciclo estacional



pesar de que la influencia de la CC debería ampliar (disminuir) la señal durante La Niña (El Niño), frente a Baja California no es evidente que la señal se amplifique durante La Niña. De acuerdo a los resultados de los primeros tres modos de temperatura superficial del mar (TSM), Espinosa-Carreón *et al.* (2004) mostraron que el efecto de La Niña se aprecia principalmente en la región costera al sur de Punta Eugenia, e indicaron también que la advección de agua fría del norte proveniente de la CC es principalmente en verano. A pesar de que el segundo modo no-estacional de TSM sólo explica el 5% de la varianza total, es evidente que durante La Niña se presentan condiciones locales que minimizan su influencia en la región costera de Baja California. Estos mismos procesos locales, al inicio de El Niño 1997-1998 lo amplifican, pero lo amortiguan a partir de agosto de 1998.

De acuerdo con Hickey (1979), Haury *et al.* (1993) y McGowan *et al.* (1996), el Frente Ensenada parece ser una zona de convergencia entre la CC y la intrusión del agua del Pacífico central. Durante El Niño 1997-1998 se presentó un flujo geostrófico costero hacia el polo (Espinosa-Carreón *et*

*al.* 2004), que probablemente influyó en el giro ciclónico de la Ensenada del Sur de California cambiando el patrón de circulación local, modificando las condiciones del frente y a su vez la disponibilidad de nutrientes, por lo tanto hubo una disminución en la producción primaria.

En el patrón espacial del primer modo con ciclo y sin ciclo estacional (fig. 2a, b), específicamente en la región oceánica no fueron evidentes los efectos de los procesos de larga escala, debido por un lado a que la mayor varianza se concentró en la zona costera y en el Frente Ensenada, y por otro, se ha determinado que la zona oceánica es oligotrófica, por lo que los valores de la tasa de asimilación de carbono son constantemente muy bajos. Sin embargo, frente a Baja California se ha reportado la presencia de remolinos ciclónicos y anticiclónicos (Strub *et al.* 1991, Soto-Mardones *et al.* 2004). Espinosa-Carreón *et al.* (comunicación personal) reportan un remolino ciclónico al suroeste de Punta Eugenia, donde se registraron en el año 2000 concentraciones en el máximo subsuperficial de clorofila de hasta  $1 \text{ mg m}^{-3}$ , mientras que los valores superficiales fueron  $\sim 0.2 \text{ mg m}^{-3}$ . Se tiene que considerar, por un lado, que probablemente haya una subestimación en la producción primaria modelada al suponer que la distribución de clorofila en la columna de agua es uniforme, y por otro, Durazo y Baumgartner (2002) reportaron que durante El Niño 1997-1998 la incidencia de remolinos disminuyó frente a Baja California. Por lo anterior, no se observan patrones definidos de estos procesos locales en la zona oceánica. Por último, a pesar de que no se aprecia una anomalía positiva en la producción primaria en la región oceánica en los tres modos presentados, cabe señalar que Kahru y Michell (2000) y Espinosa-Carreón *et al.* (2004) reportan valores anómalos de producción primaria y de clorofila, respectivamente, para la zona oceánica frente a Baja California durante El Niño 1997-1998, lo que sugiere que las anomalías positivas en la región oceánica pudieron ser producidas por la interacción de cianobacterias junto con otras comunidades fitoplanctónicas. Sin embargo, a pesar de haberse planteado varias hipótesis, dicha anomalía positiva no ha podido ser explicada satisfactoriamente.

A pesar de que las varianzas explicadas por el segundo y tercer modo estacional y no-estacional (figs. 2c-g y 3c-g) fueron bajas, debe considerarse que la asimilación de carbono en la zona costera frente a Baja California no se realiza al mismo tiempo y que hay procesos locales que determinan su efecto en espacio y tiempo. Zaytsev *et al.* (2003) concluyeron que a lo largo de la península la intensidad de las surgencias cambia de acuerdo a las condiciones locales del viento y la topografía del fondo.

## CONCLUSIONES

A partir del patrón medio de la tasa de asimilación de carbono, la región frente a Baja California puede ser dividida en tres zonas: costera eutrófica, oceánica oligotrófica e intermedia mesotrófica. Se identificaron dos áreas de alta productividad primaria: la zona costera y el Frente Ensenada. Los efectos de los procesos de larga escala frente a Baja California sobre la tasa de producción de carbono orgánico fueron fuertes durante El Niño 1997-1998, principalmente en la zona costera, mientras que casi no se apreciaron los de La Niña debido probablemente a que la región amortiguó los efectos. A pesar de la baja varianza explicada, la producción primaria fitoplanctónica no se realiza al mismo tiempo a lo largo de la costa debido a diferentes condiciones locales.

## AGRADECIMIENTOS

A los proyectos CONACYT Oceanografía por Satélite Fase-1 (DAJJ002/750/00) y G35326-T. LEC tuvo beca del CONACYT, del Programa de Postgrado de Ecología Marina y de la IOCGG. Esta es una contribución del programa IME-COCAL a la agenda científica del Consorcio del Este del Pacífico (EPCOR) del Instituto Interamericano para la Investigación del Cambio Global (IAI).

## BIBLIOGRAFÍA

- Antoine DJ, Morel AA. 1996. Oceanic primary production 2. Estimation at global scale from satellite (coastal zone color scanner) chlorophyll. *Global Biogeochem. Cycles* 10: 547-69.
- Behrenfeld M, Falkowski P. 1997. Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. *Limnol. Oceanogr.* 42: 1-20.
- Carr M. 2002. Estimation of potential productivity in eastern boundary currents using remote sensing. *Deep-Sea Res.* II. 49: 59-80.
- Carr M, Kearns E. 2003. Production regimes in four eastern boundary current systems. *Deep-Sea Res.* II. 50: 3199-3221.
- Cervantes-Duarte R, Mueller JL, Trees CC, Maske H, Álvarez-Borrego S, Lara-Lara R. 2000. Profundidad de la zona eufótica, atenuación de la irradiancia y  $K_{490}$  de sensores remotos en las provincias bio-ópticas del Golfo de California. *Cienc. Mar.* 26: 533-560.
- Cushing DH. 1989. A difference in structure between ecosystems in strongly stratified waters and in those that are only weakly stratified. *J. Plankton Res.* 11: 1-13.

- Chavez FP, Strutton PG, Friederich GE, Feely RA, Foley GC, McPhaden MJ. 1999. Biological and chemical response of the equatorial Pacific Ocean to the 1997-1998 El Niño. *Science* 286: 2126–2131.
- Durazo R, Baumgartner TR. 2002. Evolution of oceanographic conditions off Baja California, 1997-1999. *Progr. Oceanogr.* 54: 7–31.
- Espinosa-Carreón TL, Strub T, Beber E, Ocampo-Torres F, Gaxiola-Castro G. 2004. Seasonal and interannual variability of satellite-derived chlorophyll pigment, surface height, and temperature of Baja California. *J. Geophys. Res.* 109, C03039. doi: 1029/2003JC002105.
- Falkowski P, Barber R, Smetacek V. 1998. Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production. *Science* 281: 200–206.
- Gaxiola-Castro G, Alvarez-Borrego S. 1991. Relative assimilation numbers of phytoplankton across a seasonally recurring front in the California Current off Ensenada. *Calif. Coop. Ocean. Fish. Invest. Rep.* 32: 91–96.
- Gómez-Valdés J. 1984. Estructura hidrológica promedio frente a Baja California. *Cienc. Marinas.* 9(2): 75–86.
- Haury IR, Venrick E, Fey CL, McGowan JA, Niiler PP. 1993. The Ensenada Front: July 1985. *Calif. Coop. Ocean. Fish. Invest. Rep.* 34: 69–88 .
- Hayward TL, Baumgartner TR, Checkley DM, Durazo R, Gaxiola-Castro G, Hyrenbach KD, Mantyla AW, Mullin MM, Murphree T, Schwing FB, Smith PE, Tegner M. 1999. The State of the California Current, 1998-1999: transition to cool-water conditions. *Calif. Coop. Ocean. Fish. Invest. Rep.* 40: 29–62.
- Hernández de la Torre B, Gaxiola Castro G, Alvarez-Borrego S, Gómez-Valdés J, Nájera-Martínez S. 2003. Interannual variability of new production in the southern region of the California Current. *Deep Sea Res. II* 50: 2423–2430.
- Hickey BM. 1979. The California Current System-hypotheses and facts. *Progr. Oceanogr.* 8: 191–279.
- Huyer A, Smith RL. 1985. The signature of El Niño off Oregon in 1982-83. *J. Geophys. Res.* 90: 7133–7142.
- Kahru M, Mitchell G. 2000. Influence of 1997-1998 El Niño on the surface chlorophyll in the California Current. *Geophys. Res. Lett.* 27: 2937–2940.
- Kahru M, Mitchell G. 2001. Seasonal and nonseasonal variability of satellite-derived chlorophyll and colored dissolved organic matter concentration in the California Current. *Geophys. Res. Lett.* 106: 2517–2529.
- Lynn RJ, Baumgartner TR, García-Córdova J, Collins C, Hayward T, Hyrenbach D, Mantyla A, Murphree T, Shankle A, Schwing F, Sakuma K, Tegner M. 1998. The State of California Current, 1997-1998: Transition to El Niño conditions. *Calif. Coop. Ocean. Fish. Invest. Rep.* 39: 25–49.

- McGowan JA, Chelton DB, Conversi A. 1996. Plankton pattern, climate and change in the California Current. *Calif. Coop. Ocean. Fish. Invest. Rep.* 37: 45-68.
- Parés-Sierra A, López M, Pavía E. 1997. Oceanografía Física del Océano Pacífico Nororiental. En: M. Lavín (ed). *Contribuciones a la Oceanografía Física en México* Monografía 3, Unión Geofísica Mexicana 1-24.
- Platt T, Sathyendranath S. 1988. Oceanic primary production: estimation by remote sensing at local and regional scales. *Science* 241: 1613-1620.
- Soto-Mardones L, Parés-Sierra A, García J, Durazo R, Hormazabal S. 2004. Analysis of the mesoscale structure in the IMECOCAL region (off Baja California) from Hydrographic, ADCP and Altimetry Data. *Deep Sea Res. II.* 51: 785-798 .
- Strub PT, Kosro PM, Huyer A. 1991. The nature of cold filaments in the California Current System. *J. Geophys. Res.* 96: 14743-14768.
- Venrick EL. 2000. Summer in the Ensenada Front: The distribution of phytoplankton species, July 1985 and September 1988. *J. Plankton Res.* 22: 813-841.
- Zaytsev O, Cervantes-Duarte R, Montante O, Gallegos-García A. 2003. Coastal upwelling activity on the Pacific shelf of the Baja California Peninsula. *J. Oceanogr.* 59: 489-502.

## 21 ¿CAUSARON LAS CONDICIONES DE LA NIÑA 1999 UN INCREMENTO EN LA PRODUCCIÓN DE CARBONO ORGÁNICO FRENTE A BAJA CALIFORNIA?

*R. Sosa-Ávalos, T.L. Espinosa-Carreón  
y G. Gaxiola-Castro*

### INTRODUCCIÓN

El conocimiento de la producción de carbono orgánico particulado por el fitoplancton marino (COP) es fundamental para entender el ciclo del carbono a nivel global. Debido a la alta eficiencia de los organismos fotosintéticos para fijar carbono inorgánico disuelto (CID), existe un flujo potencial de carbono particulado desde la superficie hacia el fondo oceánico (Falkowski *et al.* 1998). Este flujo permite que el CID en las aguas superficiales se encuentre en concentraciones menores, como resultado del proceso de incorporación y transporte vertical de carbono orgánico particulado hacia el fondo del océano, conocido como “bomba biológica” (Sarmiento y Siegenthaler 1992).

La dinámica del COP en las aguas superficiales es determinada por diversos forzamientos físicos que varían entre regiones geográficas y estaciones climáticas. Los factores que afectan mayormente al COP son la biomasa autotrófica por sí misma, la radiación solar incidente en la superficie del mar, la temperatura del océano, las concentraciones de nutrientes inorgánicos y metales traza disponibles, la historia de vida y la estructura taxonómica del fitoplancton. En respuesta a estos y otros factores, las células fitoplanctónicas presentan adaptaciones fisiológicas características (Platt y Sathyendranath 1999). Aunque es en la zona eufótica (ZE) donde se realizan los procesos fotosintéticos que incorporan carbono, la capa de mezcla (CM) es un buen indicador de la zona



superior del océano cuya producción está limitada por los nutrientes (Carr 2002). Los cambios en la profundidad de la CM promueven como respuesta del fitoplancton una variación en la distribución vertical de clorofila y a su vez en la producción primaria. Mann y Lazier (1996) señalan que existe variación estacional de la profundidad de la CM en aguas templadas, la cual disminuye de invierno a verano, los nutrientes son llevados hacia la ZE por mezcla vertical, permitiendo que aumente la productividad primaria durante la primavera. La CM en el océano varía a lo largo del año, siendo el esfuerzo del viento y el calentamiento (enfriamiento) de la columna de agua los principales factores que determinan su profundidad (Kiefer y Kremer 1981).

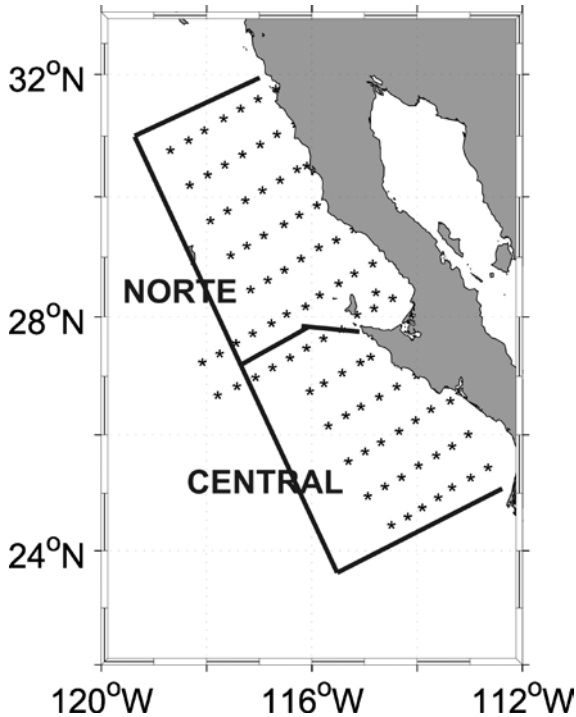
El área de estudio se localiza frente a Baja California entre 22°–33°N y 112°–120°W, y forma parte del Sistema de la Corriente de California (SCC), integrado principalmente por la Corriente de California (CC), una de las grandes corrientes limítrofes orientales del giro anticiclónico del Pacífico Norte (Hickey 1979). Durante la primavera e inicios del verano los vientos provenientes del norte-noroeste que prevalecen en la costa occidental de Norteamérica favorecen eventos de surgencias costeras (con variabilidad espacial) desde marzo hasta julio (Sverdrup *et al.* 1942, Zaytsev *et al.* 2003, Espinosa-Carreón *et al.* 2004). La CC es sensible a los cambios climáticos interanuales, especialmente a los cambios asociados con el fenómeno de El Niño-La Niña (Bograd *et al.* 2001). Los efectos de El Niño (La Niña) en la CC incluyen calentamiento (enfriamiento) de las aguas superficiales, incremento (decremento) en la salinidad, disminución (aumento) de las surgencias costeras y nivel del mar relativamente alto (bajo) (Durazo y Baumgartner 2002).

Bograd *et al.* (2000) y Schwing *et al.* (2002) afirman que durante el año 2000 la región sur de la Corriente de California estaba bajo la influencia de condiciones La Niña. Sin embargo, Espinosa-Carreón *et al.* (2004), en un estudio realizado frente a Baja California, consideran al año 2000 como representativo de un año “normal”, aunque con condiciones ligeramente frías. Por lo anterior, en este trabajo se tomó el año 2000 como representativo de condiciones “normales” frente a Baja California. El objetivo del presente trabajo fue describir la variabilidad espacial y estacional del COP durante La Niña (1999) y bajo condiciones normales (2000) frente a las costas de Baja California. El COP se determinó a partir de experimentos de producción primaria *in situ* integrada en la zona eufótica (PP) y la estimada por el modelo global VGPM (Vertically Generalized Production Model) propuesto por Behrenfeld y Falkowski (1997).

## MATERIALES Y MÉTODOS

La información de campo proviene de ocho campañas oceanográficas que se realizaron frente a la costa occidental de Baja California en invierno, primavera, verano y otoño de 1999 (La Niña) y 2000 (condición normal), dentro del programa Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL) (fig. 1). El área de estudio fue dividida de acuerdo a las características físicas y biológicas en dos regiones: (a) la norte, que comprende entre las líneas hidrográficas 100 y 117 de IMECOCAL incluyendo Bahía Sebastián Vizcaíno; y (b) la central que incluye el área comprendida entre las líneas hidrográficas 120 y 137. La región norte representa un área total

Figura 1. Área de estudio. Los asteriscos indican las estaciones oceanográficas de las campañas de invierno, primavera, verano y otoño de 1999 y 2000 frente a Baja California dentro del programa IMECOCAL. La región norte se localiza entre las líneas 100 y 117 incluyendo Bahía Sebastián Vizcaíno y la región central desde la línea 120 hasta la 137



de  $139.357 \times 10^9 \text{ m}^2$  (formada por las zonas 11, 12 y 13, de acuerdo a Duke 1976), mientras que la región central constituye un área de  $125.716 \times 10^9 \text{ m}^2$  (formada por las zonas UTM 16 y 17; Duke 1976), 10% menor que el área de la región norte. Lavaniegos *et al.* (2002) encontraron diferencias significativas entre ambas regiones en la concentración de clorofila superficial e integrada en la columna de agua, biomasa y estructura de la comunidad zooplanctónica, con los valores más altos en la región central. La línea divisoria entre las dos regiones está delimitada por la interacción de los remolinos ciclónico y anticiclónico localizados frente a Punta Eugenia (Espinosa-Carreón *et al.* 2004), además de ser considerada como la zona de transición entre latitudes templadas y subtropicales (Durazo y Baumgartner 2002).

En cada campaña oceanográfica, excepto en la del invierno de 1999, en localidades específicas se realizaron experimentos *in situ* de producción primaria por dos horas de incubación utilizando  $^{14}\text{C}$  ( $\text{NaH}^{14}\text{CO}_3$ ) en fitoplancton recolectado de las profundidades correspondientes a 100, 50, 30, 20, 10 y 1% de la irradiancia fotosintéticamente activa (PAR) incidente en la superficie del mar ( $E_{0(\text{PAR})}$ ). Las profundidades de muestreo se determinaron por medio de la Ley de Lambert-Beer utilizando la lectura del disco de Secchi. La tasa de incorporación del carbono inorgánico por el fitoplancton se calculó de acuerdo al método descrito por Parsons *et al.* (1984), la cual fue integrada en la ZE para todo el día.

Con el fin de contar con información espacial de COP más completa, se estimó la producción primaria integrada en la ZE ( $PP_{eu}$ ;  $\text{mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) con el modelo propuesto por Behrenfeld y Falkowski (1997). Este modelo relaciona los siguientes parámetros y variables:

$$PP_{eu} = 0.66125 P_{opt}^B \left[ \frac{E_{0(\text{PAR})\text{sat}}}{E_{0(\text{PAR})\text{sat}} + 4.1} \right] Z_{eu} \text{Chl}_{sat} D_{irr}$$

donde:

$P_{opt}^B$  [ $\text{mgC} (\text{mgChl-}a)^{-1} \text{ h}^{-1}$ ] es la tasa máxima de fijación de carbono en la columna de agua normalizada por la concentración de clorofila. Se calcula a partir de un polinomio de séptimo orden en función de la temperatura superficial del mar (T) obtenida del sensor satelital AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) (véase AVHRR: <http://podaac.jpl.nasa.gov/sst/>):

$$P_{opt}^B = -3.27 \cdot 10^{-8}T^7 + 3.4132 \cdot 10^{-6}T^6 - 1.348 \cdot 10^{-4}T^5 - 0.0205T^3 + 0.0617T^2 + 0.2749T + 1.2956$$

$E_0$  [ $E\ m^{-2}\ d^{-1}$ ] es la irradiancia superficial diaria o PAR obtenida de imágenes del sensor remoto SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor) (véase [SeaWiFS://daac.gsfc.nasa.gov/campaign\\_docs/ocdst/ob\\_main.html](http://SeaWiFS://daac.gsfc.nasa.gov/campaign_docs/ocdst/ob_main.html)). Estos datos fueron proporcionados por el Dr. Robert Frouin del Instituto Oceanográfico Scripps, de la Universidad de California en San Diego.

$C_{sat}$  [ $mgChl-a\ m^{-3}$ ] es la concentración de clorofila satelital derivada del sensor remoto SeaWiFS.

$Z_{eu}$  [m] es la profundidad de la ZE estimada a partir de imágenes del SeaWiFS del coeficiente de atenuación  $K_{490}$  y del modelo propuesto por Cervantes-Duarte *et al.* (2000):  $Z_{eu} = 14.3 + (2.3/K_{490})$  para la zona de las grandes islas en el Golfo de California, en la cual se presentan procesos de mezcla vertical y surgencia de agua del fondo rica en nutrientes, cuyas características son similares a las que se presentan frente a Baja California.

$D_{irr}$  [horas] es la duración del día-luz, desde la salida hasta la puesta del sol en la región, obtenida del sitio en Internet de U. S. Naval Observatory Astronomical Applications Department (véase <http://aa.usno.navy.mil/data/docs/EarthSeasons.html>).

Para la estimación de la clorofila superficial, la irradiancia PAR,  $K_{490}$  y la temperatura superficial del mar, se usaron composiciones mensuales de imágenes globales de color del mar y de la temperatura obtenidas por los sensores SeaWiFS y AVHRR, para enero, abril, agosto y octubre de 1999, y enero, abril, julio y octubre de 2000. A partir de las composiciones globales mensuales se extrajeron los datos correspondientes al área de estudio, mismos que fueron utilizados en el modelo de producción primaria. Todas las imágenes procesadas fueron del nivel 3 en formato HDF (Hierarchical Data Format) con una resolución espacial de 9 km. La profundidad de la capa mezclada fue considerada como la profundidad a la cual la temperatura fue  $0.5^\circ C$  menor que la temperatura superficial, de acuerdo al criterio de Tomczak y Godfrey (1994).

Se utilizó la prueba estadística de Mann-Whitney para verificar si existían diferencias significativas entre regiones, así como entre las condiciones La Niña y normales. Los valores de COP de cada estación del año fueron usados para obtener un promedio por región para las dos condiciones ambientales.

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### REGIÓN NORTE

El promedio de COP medido en experimentos de producción primaria *in situ* durante La Niña varió de un mínimo de 121,519 tC d<sup>-1</sup> (toneladas de carbono por día) en primavera hasta un máximo de 171,130 tC d<sup>-1</sup> en verano. Bajo condición normal la variación de COP fue de 72,744 tC d<sup>-1</sup> en otoño hasta 119,707 tC d<sup>-1</sup> en primavera (tabla 1). El COP en verano y otoño durante La Niña fue 47% y 48% mayor, respectivamente, que el registrado en condición normal. En primavera el COP fue muy similar en ambas condiciones. La media del COP durante La Niña (considerando todas las estaciones del año) fue 37% más alto y significativamente diferente ( $p = 0.03$ ) que el determinado en condición normal. Los valores medios de COP estimados por el modelo para invierno, primavera y otoño fueron muy similares durante ambas condiciones, excepto en verano que fue 32% mayor en condiciones normales que durante La Niña (tabla 2).

Tabla 1. Media de carbono orgánico producido (COP) por el fitoplancton (tC d<sup>-1</sup>) en la zona eufótica, profundidad de la capa de mezcla (CM; m) y temperatura (°C) a 10 m de profundidad frente a Baja California durante condiciones La Niña y normales en invierno, primavera, verano y otoño

Estación	La Niña (COP)	Condición Normal (COP)	La Niña (CM)	Condición Normal (CM)	La Niña (T°C)	Condición Normal (T°C)
Región Norte						
Invierno	-----	82778	58	38	15.60	15.76
Primavera	121519	119707	60	35	14.56	15.50
Verano	171130	91000	27	26	18.15	18.06
Otoño	140471	72744	23	26	18.66	19.11
Promedio	144373	91557	42	31	16.74	17.11
Región Central						
Invierno	-----	50663	67	42	15.81	17.52
Primavera	171728	179899	45	35	15.08	16.51
Verano	105098	156013	25	17	19.73	20.13
Otoño	233077	110755	21	30	20.29	21.12
Promedio	169968	124333	40	31	17.73	18.82

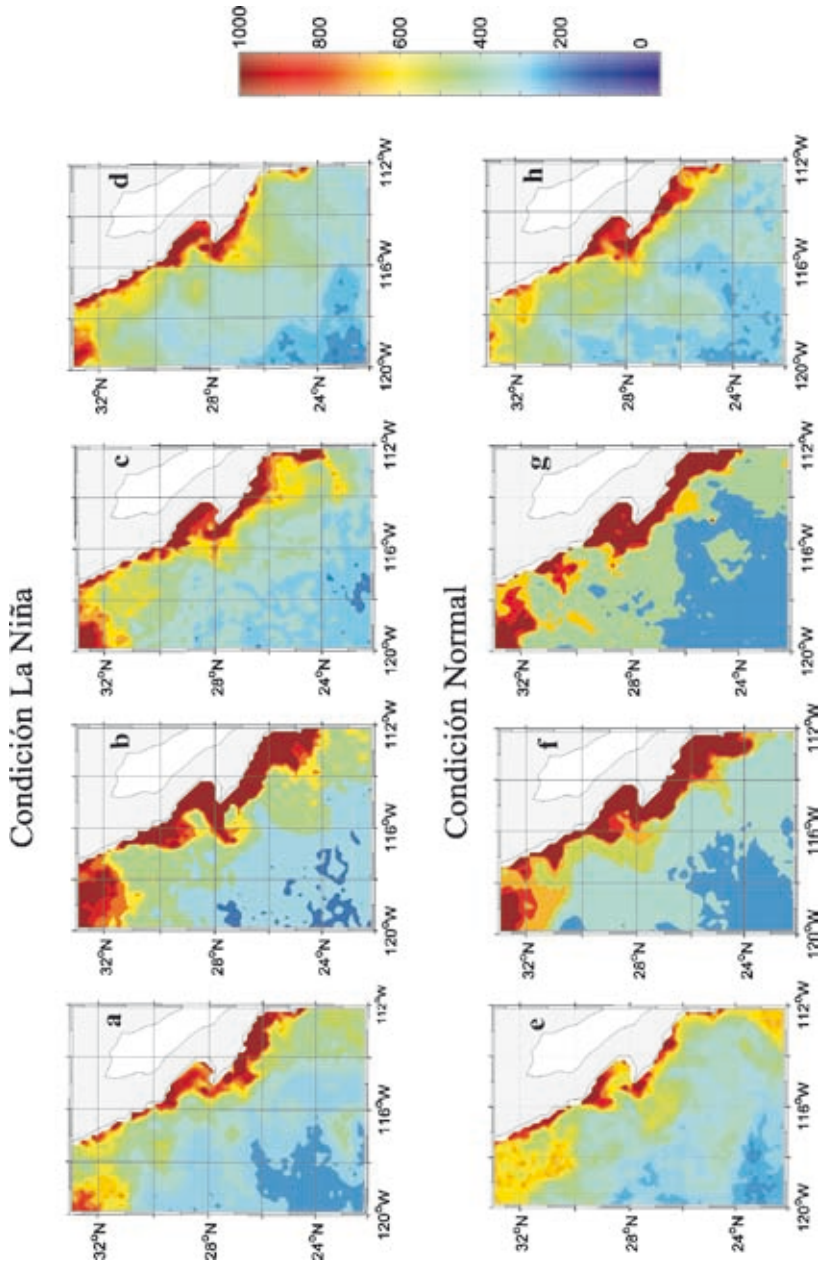
Tabla 2. Media de carbono orgánico producido por el fitoplancton en la zona eufótica (COP,  $\text{tC d}^{-1}$ ) frente a Baja California, estimado por el modelo de Behrenfeld y Falkowski (1997) a partir de información derivada de sensores remotos

Estación	Región Norte		Región Central	
	La Niña (COP)	Condición Normal (COP)	La Niña (COP)	Condición Normal (COP)
Invierno	79921	80966	80395	65183
Primavera	158727	157055	182665	159847
Verano	99013	145837	97367	168208
Otoño	87446	87864	69018	73229
Promedio	106277	117930	107361	116617

Los valores altos de COP medidos en primavera y verano en La Niña fueron originados por los eventos intensos de surgencias costeras reportados por Durazo y Baumgartner (2002). Estos eventos transportan nutrientes hacia la ZE e incrementan el crecimiento del fitoplancton, principalmente diatomeas y dinoflagelados (Sosa-Ávalos 2002). Durante 1999 se calcularon anomalías negativas de la temperatura superficial del mar de  $-2^\circ\text{C}$ , mientras que en el año 2000 la anomalía fue mínima (Espinosa-Carreón *et al.* 2004). La altura del nivel del mar cercano a la costa fue menor en primavera y a principios de verano de 1999, resultado de un fuerte flujo geostrofico hacia el ecuador que formó una franja de agua costera fría, salada y rica en nutrientes. La profundidad de la CM en primavera fue mayor durante La Niña, con la temperatura superficial del mar ligeramente menor que en condición normal (tabla 1). Es posible que los altos valores de COP medidos en verano en La Niña se deban a más eventos de surgencias y a su intensidad que los presentados en condición normal.

En La Niña el COP estimado mediante el modelo VGPM a partir de información satelital, mostró valores mayores en primavera (fig. 2b) y menores en invierno (fig. 2a). En condiciones normales, el COP más alto estimado fue obtenido en primavera y verano (fig. 2f, g), superior al medido (tabla 1). No existieron diferencias significativas entre el COP medido y el estimado por el modelo (Mann-Whitney;  $p > 0.05$ ). Sin embargo, si hubo diferencias significativas (Mann-Whitney;  $p < 0.05$ ) cuando se comparó el COP por estaciones del año entre La Niña y las condiciones normales, principalmente durante el verano. Los resultados demuestran que los efectos físicos

Figura 2. Producción primaria modelada en la ZE ( $\text{mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ) durante condiciones La Niña: (a) invierno, (b) primavera, (c) verano y (d) otoño; y en condiciones normales: (e) invierno, (f) primavera, (g) verano y (h) otoño



generados por La Niña en la región norte de Baja California permitieron incrementos en la producción del carbono orgánico durante primavera, verano y otoño de 1999.

### *Región Central*

El valor medio de COP medido durante La Niña se incrementó de 105,098 tC d<sup>-1</sup> en verano a 233,077 tC d<sup>-1</sup> en otoño, mientras que en condiciones normales el comportamiento fue inverso (tabla 1). Durante el verano de 2000 el COP fue 33% mayor que en La Niña 1999, aunque en otoño bajo condición de La Niña el COP fue 52% mayor. El COP medido en las dos condiciones no fue significativamente diferente ( $p > 0.05$ ), a pesar de que el COP medido en La Niña fue 27% mayor que el registrado en condición normal. La producción primaria estimada con el modelo VGPM indicó que durante La Niña la máxima tasa de incorporación de carbono se presentó en primavera (182,665 tC d<sup>-1</sup>), mientras que en condición normal ésta se obtuvo en el verano (168,208 tC d<sup>-1</sup>) (tabla 2, fig. 2). En el verano, bajo condiciones normales, el COP fue 42% mayor que el estimado durante La Niña (tabla 2).

Los altos valores de COP medidos en la primavera de ambos años en la región central, fueron resultado de surgencias locales ocasionadas por el esfuerzo del viento. Estos afloramientos costeros aportan nutrientes hacia la ZE, incrementando el COP (fig. 2b, f), lo cual se relaciona con lo reportado por Espinosa-Carreón *et al.* (2004) quienes observaron que el periodo de surgencias costeras en la región central de Baja California es de abril a julio.

En los veranos de 1999 y 2000 se aprecian situaciones diferentes. Durante La Niña de 1999, a pesar de que la CM fue mayor que en 2000 (tabla 1), sugiriendo mayor disponibilidad de nutrientes en la ZE, la producción primaria fue menor que en el 2000. Mientras tanto, en condición normal los registros de la CM y temperatura (tabla 1) sugieren una posible disminución de la intensidad del esfuerzo del viento, así como un calentamiento de la columna de agua, lo que provoca menor disponibilidad de nutrientes en la ZE y disminución en la producción primaria. Sin embargo, al comparar las figuras 2c y g se observa lo contrario, es decir, el COP es mayor en el 2000 debido a eventos de surgencias más intensos, y a la estabilidad de la columna de agua después de estos eventos, la cual permite que el fitoplancton aproveche los nutrientes disponibles en la ZE.

Los altos valores de COP medido en el otoño durante La Niña pueden ser debidos a la presencia de dos eventos fuertes de vientos Santa Ana reportados



por Sosa-Ávalos *et al.* (2005) que ocasionaron afloramientos costeros muy localizados (Trasviña *et al.* 2003).

### *Flujo de carbono en el ecosistema pelágico*

Lalli y Parsons (1997) reportaron que aproximadamente 20% del COP es utilizado por el zooplancton herbívoro, por lo que se planteó la siguiente pregunta: ¿Cuánto del carbono orgánico generado por el proceso de la fotosíntesis del fitoplancton es transferido al siguiente nivel de la cadena alimenticia? Los grupos de zooplancton en las dos regiones frente a Baja California durante 1999 y 2000 fueron representados principalmente por copépodos, eufáusidos y quetognatos (Mejía-Acosta *et al.* 2003, Lavaniegos-Espejo *et al.* 2004).

A partir de los resultados de COP para la región norte, aproximadamente 28,875 tC d<sup>-1</sup> podrían haber sido consumidos por el zooplancton durante La Niña, mientras que en condición normal serían ~18,312 tC d<sup>-1</sup>. En la parte central del área de estudio el zooplancton podría haber consumido 33,994 tC d<sup>-1</sup> durante La Niña y 24,867 tC d<sup>-1</sup> en la condición normal.

Berger *et al.* (1989) calcularon la transferencia de COP en el océano a partir de la producción primaria que es exportada por debajo de la ZE, la cual representa 10% en la parte oceánica y 30% en la zona costera. Debido a que la mayor parte del área considerada en la división de las regiones estudiadas es oceánica, se hicieron los siguientes cálculos tomando en cuenta el 10% de la producción primaria. El COP que podría haber sido exportado por debajo de la ZE en la región norte podría ser de 14,437 tC d<sup>-1</sup> durante La Niña y 9,156 tC d<sup>-1</sup> en condiciones normales. En la región central el COP exportado podría ser de 16,997 tC d<sup>-1</sup> durante La Niña a 12,433 tC d<sup>-1</sup> en condiciones normales. Una parte importante de este COP podría ser remineralizado en la columna de agua para formar nutrientes inorgánicos (nitrato, nitrito, amonio y fosfato) que más tarde podrían transportarse hacia la ZE por advección vertical.

El promedio de carbono inorgánico fijado por el fitoplancton durante La Niña fue estimado en 144,374 tC d<sup>-1</sup> y 169,968 tC d<sup>-1</sup> en las regiones norte y central, respectivamente; mientras que bajo condiciones normales el carbono inorgánico incorporado por el fitoplancton fue de 91,558 tC d<sup>-1</sup> y 124,333 tC d<sup>-1</sup> para las mismas regiones.

A partir de la información anterior se considera que el evento de La Niña causó diferencias en la COP sólo en la región norte. Dicha diferencia probablemente fue producida por la dinámica oceanográfica y efectos locales de cada área. Como se explicó anteriormente las áreas fueron divididas por sus

características físicas (por la interacción de los remolinos ciclónico-anticiclónico frente a Punta Eugenia) y biológicas (concentración de clorofila superficial e integrada en la columna de agua, así como la biomasa del zooplancton). El límite entre las dos regiones es considerado como la zona de transición entre las latitudes medias y las tropicales (Durazo y Baumgartner, 2002). Sin embargo, cuando se aplicó la prueba estadística Mann-Whitney sobre el COP medido en ambas condiciones, no hubo diferencias significativas ( $p > 0.05$ ), lo cual puede explicarse con base en que al considerar toda el área de estudio, los efectos locales que se presentan cerca de la costa se “amortiguan” con los que ocurren en la parte oceánica disminuyendo esas diferencias.

## CONCLUSIONES

- (a) El evento de La Niña 1999 causó diferencias en COP sólo en la región norte del océano frente a Baja California. Sin embargo, cuando se comparó el COP medido en 1999 y 2000 sin dividir el área de estudio en regiones, no existieron diferencias significativas.
- (b) La región central presentó en promedio los valores más altos de COP medido durante los dos años estudiados.
- (c) El COP medido y el estimado a partir del modelo con información satelital en toda el área de estudio en condiciones de La Niña y normal no fueron significativamente diferentes.
- (d) Durante La Niña el COP que podría haber sido consumido por el zooplancton, exportado por debajo de la ZE y el carbono inorgánico incorporado por el fitoplancton frente a Baja California, fueron mayores que en la condición normal en las diferentes estaciones del año.

## AGRADECIMIENTOS

A los capitanes y tripulación de los *B/O Francisco de Ulloa* del CICESE y *El Puma* de la UNAM por su apoyo durante los cruceros. A los proyectos CONACYT Oceanografía por Satélite Fase-1 (DAJJ002/750/00) y G35326-T, y al proyecto interno 622108 del Departamento de Oceanografía Biológica del CICESE. RSA tuvo beca de la Universidad de Colima, PROMEP (UCO-98/05/01). LEC tuvo beca del CONACYT, del Programa de Posgrado de Ecología Marina y de la IOCGG. Esta es una contribución del programa IME-COCAL a la agenda científica del Consorcio del Este del Pacífico (EPCOR) del Instituto Interamericano para la Investigación del Cambio Global (IAI).

Los autores agradecen al M. en C. Jushiro Cepeda Morales por su ayuda en la estimación de la producción primaria con el modelo VGPM.

## BIBLIOGRAFÍA

- Behrenfeld MJ, Falkowski PG. 1997. A consumer's guide phytoplankton primary productivity models. *Limnol. Oceanogr.* 42: 1479–1491.
- Berger WH, Smetacek VS, Wefer W. 1989. Ocean productivity and paleoproductivity-an overview. En: Berber WH, Smetacek VS, Wefer G (eds.), *Productivity of the ocean: Present and past*. Report of the Dahlen Workshop, Berlin. Wiley, New York.
- Bograd SJ, DiGiacomo PM, Durazo R, Hayward TL, Hyrenbach KD, Lynn RJ, Mantyla AW, Schwing FB, Syderman WJ, Baumgartner T, Lavaniegos B, Moore CS. 2000. The State of the California Current, 1999-2000. Forward to a new regimen? *Calif. Coop. Ocean. Fish. Invest. Rep.* 41: 26–52.
- Bograd SJ, Chereskin TK, Roemmich D. 2001. Transport of mass, heat, salt and nutrients in the southern California Current System: Annual cycle and interannual variability. *J. Geophys. Res.* 106: 9255–9275.
- Carr ME. 2002. Estimation of potential productivity in eastern boundary currents using remote sensing. *Deep Sea Res. II.* 49: 59–80.
- Cervantes-Duarte R, Mueller JL, Trees CC, Maske H, Alvarez-Borrego S, Lara-Lara R. 2000. Profundidad de la ZE, atenuación de la irradiancia y K490 de sensores remotos en las provincias bio-ópticas del Golfo de California. *Cienc. Mar.* 26: 533–560.
- Duke S. 1976. CalCOFI station and region specifications. Administrative Report. LJ-76-3. Southwest Fisheries Center. La Jolla, California, EUA.
- Durazo R, Baumgartner TR. 2002. Evolution of oceanographic conditions off Baja California, 1997-1999. *Progr. Oceanogr.* 54: 7–31.
- Espinosa-Carreón TL, Strub T, Beier E, Ocampo-Torres F, Gaxiola-Castro G. 2004. Seasonal and interannual variability of satellite-derived chlorophyll pigment, surface height, and temperature of Baja California. *J. Geophys. Res.* 109, C03039. doi: 1029/2003JC002105.
- Falkowski PG, Behrenfeld MJ, Esaias WE, Balch W, Campbell J, Iverson RL, Kiefer DA, Morel A, Yoder JA. 1998. En: Hooker SB, Firestone ER (eds.), *Satellite Primary Productivity Data and Algorithm Development: A Science Plan for Mission to Planet Earth*. *SeaWiFS Tech. Rep. Ser.* 42: 1–36.
- Hickey BM. 1979. The California current system-hypotheses and facts. *Prog. Oceanogr.* 8: 191–279.

- Lalli CM, Parsons TR. 1997. *Biological oceanography an introduction*. Second edition. Butterworth Heinemann. 314 pp.
- Lavaniegos-Espejo BE, Hernández-León JC, Mejía-Acosta SJ, Jiménez-Pérez LC. 2004. Biomasa y estructura del zooplancton frente a la costa occidental de Baja California (cruceros IMECOCAL 0001, 0004, 0007, 0010). Reporte Técnico. CICESE. 60 pp.
- Mann KH, Lazier JRN. 1996. *Dynamics of marine ecosystems: Biological-Physical interactions in the oceans*. Blackwell Science. 394 pp.
- Mejía-Acosta SJ, Hernández-León JC, Jiménez-Pérez LC, Lavaniegos-Espejo BE. 2003. Biomasa y estructura del zooplancton colectado por el crucero IMECOCAL 9910 en la parte sur de la Corriente de California. Reporte Técnico. CICESE. 29 pp.
- Parsons TR, Maita Y, Lalli CM. 1984. *A Manual of Chemical and Biological Methods for Seawater Analysis*. Pergamon Press.
- Platt T, Sathyendranath S. 1999. Spatial structure of pelagic ecosystem processes in the global ocean. *Ecosystems* 2: 384–394.
- Sarmiento JL, Siegenthaler U. 1992. New production and global carbon cycle. En: Falkowski PG, Woodhead AD (eds.), *Primary productivity and biogeochemical cycles in the sea*. Plenum Press, New York. 317–332 pp.
- Schwing FB, Murphree T, deWitt L, Green PM. 2002. The evolution of oceanic and atmospheric anomalies in the northeast Pacific during the El Niño and La Niña events of 1995-2001. *Prog. Oceanogr.* 54: 459–491.
- Sosa-Ávalos R. 2002. Estimación de la producción primaria frente a Baja California por sensores remotos. Tesis de doctorado. CICESE. 158 pp.
- Sosa-Ávalos R, Gaxiola-Castro G, Durazo R, Mitchell G. 2005. Effect of Santa Ana winds on bio-optical properties off Baja California. *Cienc. Mar.* 31: 339–348.
- Sverdrup HU, Jonson MH, Fleming RH. 1942. *The Oceans, their Physics, Chemistry and General Biology*. Prentice-Hall. Englewoods Cliffs. N. J. 1987 pp.
- Trasviña A, Ortiz-Figueroa M, Herrera H, Cosío MA, González E. 2003. Santa Ana winds and upwelling filaments off Northern Baja California. *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 37: 113–129.
- Tomczak M, Godfrey JS. 1994. *Regional Oceanography: An introduction*. Pergamon Press, New York. 422 pp.
- Zaytsev O, Cervantes-Duarte R, Montante O, Gallegos-García A. 2003. Coastal upwelling activity on the Pacific shelf of the Baja California Peninsula. *J. Oceanogr.* 59: 489–502.



## 22 VARIABILIDAD INTERANUAL DE LA PRODUCCIÓN NUEVA (1970–2005) FRENTE A BAJA CALIFORNIA EN RELACIÓN A LA OSCILACIÓN DECADAL DEL PACÍFICO

*B. Hernández-de la Torre, G. Gaxiola-Castro,  
S. Alvarez-Borrego y R. Aguirre-Gómez*

### INTRODUCCIÓN

Los ciclos biogeoquímicos, en cualquier lugar del océano, son afectados fuertemente por los cambios estacionales y eventos hidroclimatológicos extremos como tormentas severas de lluvia y polvo, cambios en los pulsos de corrientes marinas, presencia-ausencia de surgencias, remolinos, etc. (Fasham *et al.* 2001). En este sentido los grandes cambios en el ecosistema marino del Sistema de la Corriente de California (SCC) han sido detectados y correlacionados con los cambios de fases de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, por sus siglas en inglés) (Trenberth y Hurrell 1994, Auad 2003, Wooster y Zhang 2004, Mantua 2004, de Young *et al.* 2004).

El índice de la PDO se define como la primera componente principal de la variabilidad mensual de la temperatura superficial del mar (TSM), la presión atmosférica a nivel del mar y el viento superficial del Pacífico Norte (Mantua *et al.* 1997, Mantua 2004), y al igual que El Niño/Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés), ejerce una influencia en diferentes variables oceanográficas y atmosféricas. Sin embargo, la diferencia entre ambas oscilaciones es su escala de tiempo. Mientras que el ENSO tiende a persistir en el orden de un año, la PDO lo hace en cerca de 30 años (Mantua 2001). La fase positiva (cálida) de la PDO origina climas muy similares al de El Niño, mientras que la fase negativa (fría) de la PDO es similar a La Niña (Gershunov y Barnett 1998). Ambos

tienen una contribución significativa a la variabilidad climática año a año en Norteamérica. El término “cambio de régimen”, fue originalmente confinado a correspondencias espaciales o temporales entre un índice climático y abundancia de poblaciones (Steele 2004). Mantua (2004) lo explica como un período de tiempo relativamente breve en el cual las variables claves de un sistema (bióticas o abióticas) están en transición entre diferentes ambientes.

El carbono orgánico nuevo o producción nueva ( $P_{\text{nueva}}$ ,  $\text{gC m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ) producida en la columna de agua es el resultado de procesos biogeoquímicos que se desarrollan en la zona eufótica (ZE) a partir de la fotosíntesis, en los que se conjuga el fitoplancton, nutrientes ( $\text{NO}_3$ ), la luz solar y el carbono inorgánico disuelto. La  $P_{\text{nueva}}$  ha sido definida por Dugdale y Goering (1967) como la producción de carbono en la ZE resultante de la incorporación por el fitoplancton de nutrientes proveniente desde fuera de la zona eufótica.

La  $P_{\text{nueva}}$  es el equivalente a la fracción de la materia orgánica fijada por el fitoplancton (producción de carbono orgánico total,  $P_{\text{total}}$ ) que puede ser exportada fuera de la ZE (bomba biológica) sin afectar la integridad a largo plazo del ecosistema pelágico (Quiñones y Platt 1991). Por otro lado, la producción de carbono regenerado o producción regenerada ( $P_{\text{reg}}$ ) constituye la producción remanente resultado de la asimilación de especies nitrogenadas como el amonio, proveniente del reciclamiento de nutrientes dentro de la ZE (Bess 2000).

El concepto de la  $P_{\text{nueva}}$  es fundamental para entender el rol del ciclo global del carbono. El secuestro del  $\text{CO}_2$  atmosférico por el océano vía bomba biológica, y la sustentabilidad de las capturas de peces de interés comercial, están controladas por la producción de carbono orgánico nuevo a través de su consumo por organismos de niveles tróficos mayores en la ZE y de su transporte vertical hacia el fondo marino (Chen-Tung 2003).

Eppley y Peterson (1979) señalaron que la fuente principal de nutrientes para la  $P_{\text{nueva}}$  son las surgencias y la difusión de  $\text{NO}_3$  de aguas profundas a la ZE debidos a procesos de mezcla y a procesos advectivos asociados con la circulación oceánica. Esta diferenciación no es posible hacerla con otros nutrientes como el fósforo, porque no se puede distinguir fácilmente cuales son autóctonos o alóctonos, debido a que el fósforo siempre mantiene el mismo estado de oxidación.

La probabilidad de que un átomo de nitrógeno sea asimilado por el fitoplancton vía producción de carbono nuevo es la razón- $f$ , definida por Eppley y Peterson (1979) como la relación  $P_{\text{nueva}}/P_{\text{total}}$  calculada en términos de la tasa de incorporación de  $\text{NO}_3$ . La razón- $f$  provee información cualitativa

sobre la naturaleza del hundimiento del carbono orgánico particulado, así como información cuantitativa del reciclamiento de nutrientes dentro de la ZE. Su descripción espacial y temporal ofrece una idea de la variabilidad del flujo de materia orgánica que se exporta por debajo de la ZE (Fasham *et al.* 2001, Chen-Tung 2003).

En el SCC se han realizado trabajos que relacionan las variaciones climáticas con procesos biológicos (Hollowed y Wooster 1992, Venrick *et al.* 1987, 2003, Roemmich y McGowan 1995, Chavez *et al.* 2003, Goericke *et al.* 2004, 2005). Los estudios de  $P_{\text{nueva}}$  frente a Baja California han sido descritos por Hernández-de la Torre *et al.* (2002) quienes brindan información de la variabilidad interanual de seis zonas (costeras y oceánicas) y su relación con los eventos ENSO, así como por Hernández-de la Torre *et al.* (2004) quienes proponen un espectro de varianza de  $P_{\text{total}}$  y un estimado del potencial de biomasa de pelágicos menores.

El objetivo de este trabajo fue realizar estimaciones de la materia orgánica exportable y discutir su relación con los cambios en la variabilidad climática frente a Baja California, tomando como aproximación el índice de la PDO en un período de 35 años.

## MATERIALES Y MÉTODOS

El área de estudio fue dividida en seis zonas costeras y oceánicas de acuerdo al criterio de Lynn y Simpson (1987) y Millán-Núñez *et al.* (1996) a partir de las estaciones CalCOFI (California Cooperative Fisheries Investigations, <http://www.calcofi.org>) e IMECOCAL (Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California, <http://imecocal.cicese.mx>). Para el cálculo de  $P_{\text{nueva}}$  en  $\text{GtC año}^{-1}$  ( $1\text{Gt} = 10^9$  toneladas) las zonas costeras se agruparon en el área I y las oceánicas en el área II (fig. 1).

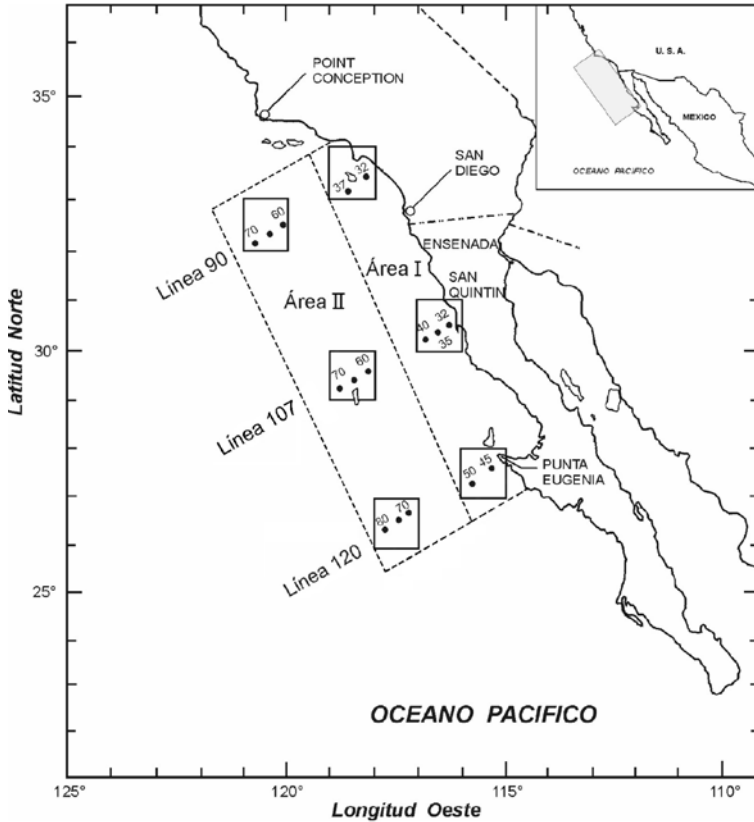
Los datos de TSM fueron obtenidos de COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set, Woodruff *et al.*, 1987) en cuadrículas de  $1^\circ \times 1^\circ$  de latitud y longitud, desde enero de 1970 hasta diciembre de 2005 (<http://www.pfeg.noaa.gov/products>). Los datos de  $\text{NO}_3$  en las líneas 90, 107 y 120 fueron obtenidos de los programas CalCOFI e IMECOCAL.

La razón- $f$  se calculó con base en los datos reportados por Eppley *et al.* (1979) para la Ensenada del Sur de California y el modelo empírico propuesto por Harrison *et al.* (1987) para la misma zona:

$$f = f_{\text{max}} [1 - e^{-(m\text{NO}_3/f_{\text{max}})}]$$



Figura 1. Coordenadas de las cuadrículas con referencia en la parte SW de las zonas costeras y oceánicas: línea 90 costera (33°N, 119°W) y oceánica (32°N, 121°W); línea 107 costera (30°N, 117°W) y oceánica (29°N, 119°W); línea 120 costera (27°N, 116°W) y oceánica (26°N, 118°W). Los números dentro de las cuadrículas representan las estaciones de muestreo en los programas CalCOFI-IMECOCAL. Las líneas punteadas separan la zona costera y la oceánica. El área I (costera) es de 97,300 km<sup>2</sup> y el área II (oceánica) es de 150,600 km<sup>2</sup>



donde  $f_{\max}$  es el valor máximo;  $m$  es la pendiente inicial de la curva  $\text{NO}_3$  vs.  $f$  calculada a partir de modelos empíricos para la zona de estudio y  $\text{NO}_3$  es la concentración de  $\text{NO}_3$  en  $\mu\text{M}$  para la Ensenada del Sur de California (Southern California Bight, SCB; 33° latitud N),  $f_{\max}$  es igual a  $0.64 \pm 0.03$  y  $m$  es  $12.10 \pm 1.60$  (90% de confiabilidad) en la tabla II de Harrison *et al.* (1987). Con base

en esta ecuación se calculó  $f$  para cada profundidad con los valores de  $\text{NO}_3$  agrupados para las zonas costeras (+0.03) y las oceánicas (-0.03).

La producción del carbono orgánico total ( $P_{\text{total}}$   $\text{gC m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ) se calculó de acuerdo con el modelo empírico propuesto por Smith y Eppley (1982) para la Ensenada del Sur de California (SCB) mediante la ecuación:

$$P_{\text{total}} = e^{(-3.78 - 0.372 \Delta T + 0.227 D)}$$

donde  $\Delta T$  es la anomalía de la temperatura superficial del mar ( $^{\circ}\text{C}$ ), la cual se define como el valor del dato menos la media mensual de los años analizados;  $D$  es la duración del día expresado en el promedio horas/luz para cada mes según la latitud de las estaciones.

Debido a que la producción de carbono orgánico se estimó a partir de la  $P_{\text{total}}$  integrada en la ZE, fue necesario calcular una razón- $f$  media en la vertical, ponderada por el efecto de la luz según Hernández *et al.* (2002).  $P_{\text{nueva}}$  se calculó a partir del producto de la razón- $f$  y la  $P_{\text{total}}$  (Dugdale y Goering 1967).

La información mensual de las anomalías del índice PDO desde 1970 hasta 2005 se obtuvo del sitio <http://jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest> (fig. 2). La primera etapa de la PDO se considera fría y persiste desde enero de 1970 hasta diciembre de 1975. La segunda etapa de la PDO es cálida y va desde enero de 1976 hasta diciembre de 1998. La tercera etapa es fría y se presentó desde enero de 1999 hasta diciembre del 2001, y la cuarta etapa es cálida y va desde enero del 2002 hasta diciembre del 2005. Se aplicó un promedio móvil de 12 meses con el paquete estadístico ClimLab versión 1.1.0, según Tanco y Berri (2000), llevándose a gráficos usando el mismo software y el paquete SigmaPlot (SPSS, 2000). Los valores de la tabla 1 se obtuvieron calculando las medias mensuales de la  $P_{\text{nueva}}$  por etapas de la PDO desde enero de 1970 hasta diciembre de 2005 para cada zona costera y oceánica. Los valores de la tabla 2 se obtuvieron a partir de la media anual de las áreas I y II por separado, multiplicando por 365 días y por el área correspondiente a la zona (área costera = 97,362  $\text{km}^2$  y área oceánica = 150,600  $\text{km}^2$ ) y fueron expresadas en  $\text{GtC año}^{-1}$ . Los valores de la tabla 3 se obtuvieron promediando la razón- $f$  (tasa exportable  $f$ ) (Chen-Tung 2003), por etapas del índice PDO y a partir de este valor se calculó la tasa de reciclamiento de nutrientes nitrogenados  $r [(1-f)/f]$  propuesta por Eppley y Peterson (1979).

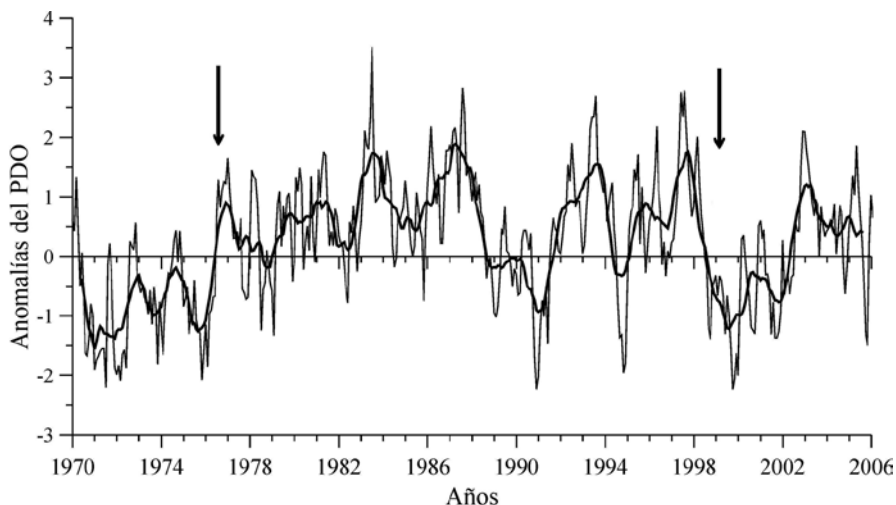
Tabla 1. Media de producción de carbono nuevo ( $P_{\text{nueva}}$ ,  $\text{gC m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ) por áreas en la región de Baja California para los períodos positivos y negativos del índice PDO. C: costero y O: oceánico

Años PDO	90 C	90 O	107 C	107 O	120 C	120 O
(-)1970-1975	0.22	0.21	0.17	0.11	0.20	0.23
(+)1976-1998	0.11	0.11	0.05	0.05	0.10	0.11
(-)1999-2001	0.19	0.16	0.11	0.07	0.15	0.15
(+) 2002-2005	0.14	0.14	0.08	0.04	0.10	0.10

## RESULTADOS

La figura 2 muestra la serie de tiempo de las anomalías del índice PDO desde enero de 1970 hasta diciembre del 2005. La fase negativa iniciada desde el principio de los años sesenta (no mostrado) hasta 1975, indica un régimen frío con anomalías que llegan hasta  $-1.5$  en la curva suavizada. Durante El Niño 1976-1977 comienza un cambio de régimen climático con anomalías positivas del

Figura 2. Variabilidad del índice PDO desde enero de 1970 hasta febrero 2006. La línea delgada corresponde a los valores mensuales estandarizados, mientras que la gruesa es el promedio móvil (12 meses). Las flechas corresponden a los años de cambios de régimen climático. Datos tomados de la página <http://jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest>



índice PDO que se extiende por 22 años hasta el invierno de 1997-1998. Esta fase positiva del índice PDO presenta dos valores extremos: un valor máximo en julio de 1983 de +3.51 de anomalía y un descenso marcado desde 1987 que duró hasta diciembre de 1990 con un mínimo de -2.23 de anomalía. Con El Niño de 1997-98 comenzó otro cambio de régimen climático, manifestándose con un abrupto cambio hacia anomalías negativas en 1998 hasta 2002, donde retoma las anomalías positivas al menos hasta diciembre de 2005.

En la tabla 1 se muestra la media anual de  $P_{\text{nueva}}$  ( $\text{gC m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ) por zonas en la región de Baja California para los períodos positivos y negativos del índice PDO. En el período 1976-1998 los valores medios anuales fueron bajos. Entre 1970-1975 los valores medios anuales de  $P_{\text{nueva}}$  fueron altos, con  $\sim 0.20 \text{ gC m}^{-2} \text{d}^{-1}$  al sur y norte de la zona de estudio.

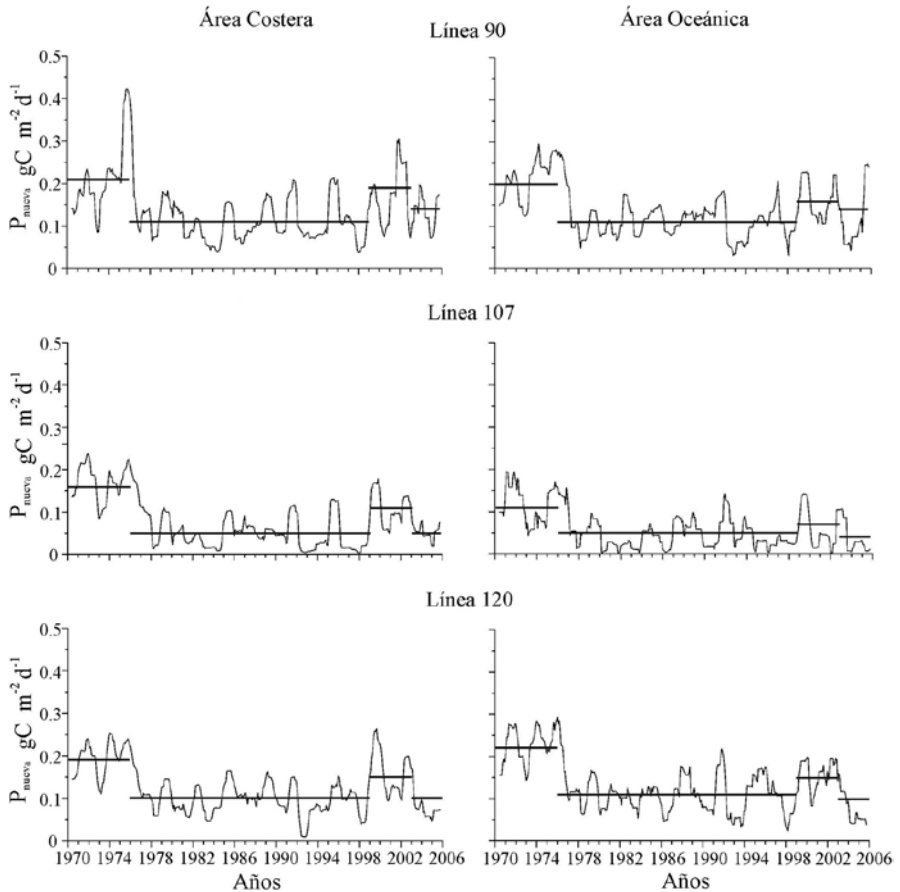
La figura 3 muestra las series de tiempo de  $P_{\text{nueva}}$  en las distintas líneas de la región de estudio, de donde se calcularon los promedios de la tabla 1. En los primeros años de la década de los setenta (1970-1975) las zonas costeras y oceánicas mostraron un incremento de  $P_{\text{nueva}}$  que correspondió al período frío de la PDO. Hubo una disminución de  $\sim 50\%$  de  $P_{\text{nueva}}$  durante 22 años el cual estuvo relacionado con anomalías positivas del índice PDO entre 1976 y 1998, siendo el área central la más pobre en  $P_{\text{nueva}}$ .

En la etapa de la PDO entre 1999 y 2001,  $P_{\text{nueva}}$  volvió a incrementarse en el mismo período en que el índice PDO pasó a su fase negativa en el área de estudio. Este incremento no llegó a ser tan alto como el valor medio de  $P_{\text{nueva}}$  para 1970-1975. Sin embargo, en la última etapa de la PDO, correspondiente a los años 2002-2005, los valores de  $P_{\text{nueva}}$  volvieron a bajar. Esta disminución es comparable con los niveles de  $P_{\text{nueva}}$  en el período 1976-1998 con PDO cálida. En la línea 90 estos valores fueron ligeramente más altos y en otras ligeramente más bajos.

La figura 4a muestra la tendencia opuesta que presentan estas dos variables (PDO y  $P_{\text{nueva}}$ ) a lo largo de los años. Si bien la relación no es completamente inversa, en todos los casos es muy marcado los años donde se produjo el cambio de régimen para la serie de la  $P_{\text{nueva}}$  (1976-1998). Aunque las anomalías negativas del índice PDO en 1971 fueron las más bajas en la serie estudiada,  $P_{\text{nueva}}$  no muestra un gran incremento como en 1975. En 1983 y 1992 se presentaron valores bajos de  $P_{\text{nueva}}$  en el área costera de la región de Baja California, mismos que corresponden con valores altos en el índice PDO con régimen cálido.

Durante 1989, 1990 y 1991 las anomalías del índice PDO presentaron una disminución significativa de sus valores positivos mostrando una perceptible condición fría, que respondió en el ecosistema marino con un aumento

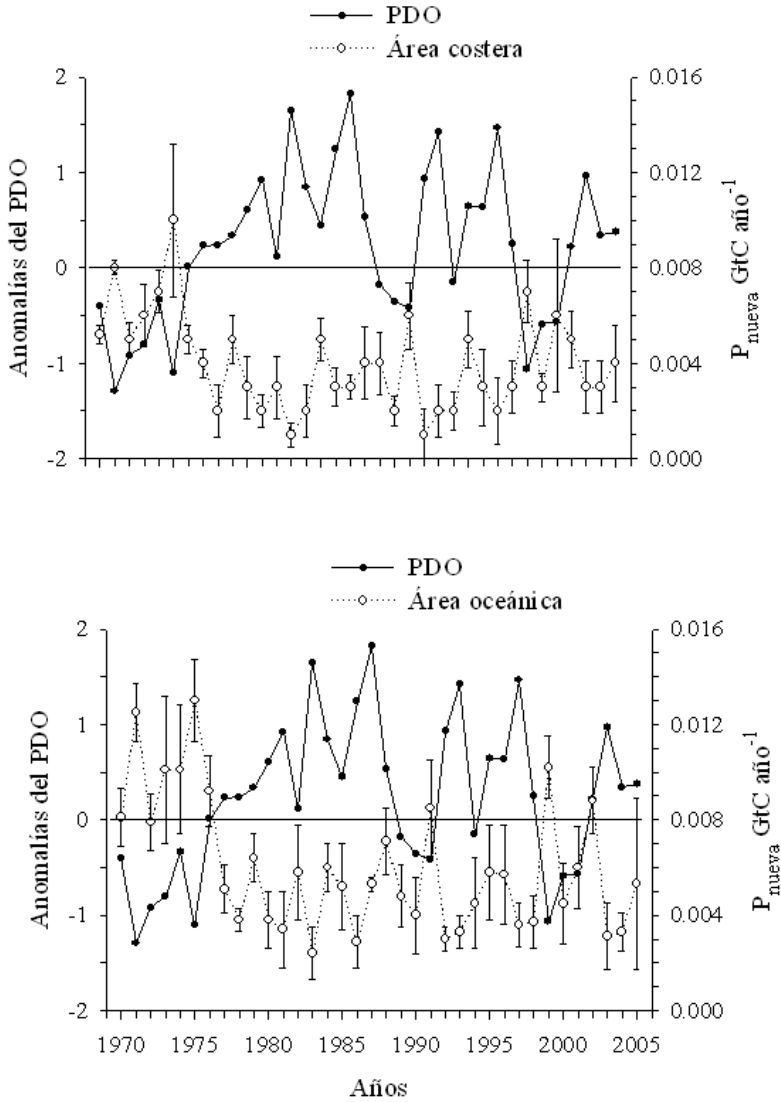
Figura 3. Serie de tiempo de la  $P_{\text{nueva}}$  ( $\text{gC m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ) con ajuste de promedio móvil 12 meses, de las tres líneas en la región de Baja California. Las líneas rectas representan las medias de  $P_{\text{nueva}}$  para las diferentes etapas de la PDO (ver tabla 1)



considerable del aporte de carbono orgánico nuevo en 1991. De 1999 a 2001 el índice PDO presenta anomalías negativas al mismo tiempo que se observa una recuperación de los valores de  $P_{\text{nueva}}$ . Entre 2002 y 2005 las anomalías fueron positivas y los valores de  $P_{\text{nueva}}$  volvieron a descender, mostrando una condición inversa con respecto a PDO.

La media anual de la  $P_{\text{nueva}}$  y las anomalías del índice PDO en el área oceánica (fig. 4b) muestran la misma señal con un aumento del aporte del carbono orgánico nuevo en los primeros años de 1970 y un abrupto cambio

Figura 4. Valores medios anuales de las anomalías del índice PDO y de la  $P_{nueva}$  (GtC año<sup>-1</sup>) por área en la región de Baja California. La barra corresponde al error estándar



a valores menores desde 1977, cercanos a  $0.005 \text{ GtC año}^{-1}$  en la mayoría de los años con PDO cálida.

En la tabla 2 se muestra la media de  $P_{\text{nueva}}$  para las áreas I y II ( $\text{GtC año}^{-1}$ ) (ver fig. 1) en las distintas etapas de la PDO. En el área I (zona costera) la disminución del aporte de carbono nuevo debida al cambio de condiciones frías a cálidas (1970-1975 para 1976-1998) fue de  $\sim 0.004 \text{ GtC año}^{-1}$ , mientras que para el área II (oceánica) fue de  $\sim 0.005 \text{ GtC año}^{-1}$ . En el cambio de régimen de cálido a frío (1976-1998 para 1999-2001) después de 22 años, la recuperación fue de  $\sim 0.002 \text{ GtC año}^{-1}$  para las áreas I y II. En la última etapa de cambio de la PDO (1999-2001 para 2002-2005) fue de  $\sim 0.001 \text{ GtC año}^{-1}$  para ambas áreas.

Tabla 2. valores medios de la  $P_{\text{nueva}}$  ( $\text{GtC año}^{-1}$ ) para las áreas I (Costero) y II (Oceánico) en los distintos periodos del PDO. ( $1 \text{ GtC} = 10^9 \text{ gC}$ )

Años PDO	Costero	Oceánico
(-)1970-1975	0.007	0.010
(+)1976-1998	0.003	0.005
(-)1999-2001	0.005	0.007
(+)2002-2005	0.004	0.005

La tabla 3 muestra el cálculo de la tasa exportable  $f$  y reciclable  $r$  por periodos de índices PDO positivos y negativos en el área de estudio. Desde el punto de vista temporal la mayor  $f$  se produjo en la etapa 1970-75 con índice negativo seguido de la etapa 1999-2001. Especialmente las líneas 90 y 120 fueron las de mayor tasa exportable entre 1970 y 1975; sin embargo, la zona oceánica de la línea 90 y la costera de la 120 fueron las de mayor tasa  $f$  en la etapa 1999-2001.

Tabla 3. Tasa exportable  $f$  y de reciclamiento de nutrientes nitrogenados  $r$  (ver texto) estimados a partir de la razón- $f$  media por periodos de PDO positivos y negativos en el área de estudio.  $n$  es el número de meses

PDO	Periodos	n	Línea 90				Línea 107				Línea 120			
			Costera		Oceánica		Costera		Oceánica		Costera		Oceánica	
			f	r	f	r	f	r	f	r	f	r	f	r
1970-1975	-	71	0.41	1.44	0.43	1.32	0.36	1.78	0.21	3.76	0.42	1.38	0.44	1.27
1976-1998	+	275	0.29	2.45	0.29	2.45	0.13	6.70	0.09	10.10	0.29	2.44	0.26	2.85
1999-2001	-	29	0.35	1.86	0.40	1.50	0.27	2.70	0.17	4.88	0.43	1.32	0.38	1.63
2002-2005	+	54	0.26	2.85	0.24	3.16	0.14	6.14	0.04	24.00	0.23	3.34	0.20	4.00

La mayor tasa  $r$  se produjo con PDO positivos desde 2002 hasta 2005 en todas las líneas de estudio (tabla 3). Desde 1976 los mecanismos que controlaron el ambiente marino en la zona de estudio, cambiaron notablemente durante más de 270 meses para presentar un esquema general de baja concentración de nutrientes en la ZE y mayor tasa de reciclaje principalmente en la línea 107. Especialmente esta última presentó mayor tasa  $r$  de la serie de tiempo, mientras que la línea 120 presentó el menor reciclamiento desde 1970 hasta 2001. Sin embargo, en la última etapa del PDO la línea 90 presentó menor reciclamiento que la 120. Tanto las zonas costeras como oceánicas presentan diferentes comportamientos entre sí, pero en general las oceánicas de la línea 107 presentaron la mayor tasa de reciclamiento de materia orgánica y puede considerarse como zona de transición, manteniendo pobre la  $P_{\text{nueva}}$  aún en los períodos de fases negativas del PDO.

## DISCUSIÓN

La  $P_{\text{nueva}}$  depende de conexiones entre la ZE y el resto de la columna de agua y se puede considerar como la cantidad de materia orgánica que el sistema puede exportar fuera de la ZE sin perder su integridad, mientras que la  $P_{\text{reg}}$  está determinada por procesos de reciclamiento de nutrientes que ocurren en la ZE. Por otra parte, la razón- $f$  ( $P_{\text{nueva}}/P_{\text{total}}$ ) contiene información acerca del grado de acoplamiento entre la ZE y las capas por debajo de ella (Platt *et al.* 1992, Chen-Tung 2003). Desde el punto de vista de la dinámica químico-biológica, las áreas costeras son operadas por pulsos de eventos de viento que activan el mecanismo de surgencias, que a su vez son los responsables de la inyección de nutrientes en la zona eufótica (Hutchings *et al.* 1995). En la columna de agua, cuando la capa superficial está fuertemente acoplada con la subsuperficial, la  $P_{\text{nueva}}$  puede ser una fracción grande de la  $P_{\text{total}}$  (períodos fríos de la PDO). Contrariamente cuando la columna está estratificada la capa superficial está aislada de las aguas subsuperficiales, (períodos cálidos de la PDO) y la  $P_{\text{nueva}}$  tiende a decrecer. Los valores máximos de  $P_{\text{nueva}}$  del período 1970-1975 coinciden con mayor presencia de temperaturas bajas y gran disponibilidad de nutrientes, es por ello que se infiere la abundancia de células de mayor tamaño (diatomeas y dinoflagelados) que son ingeridas por zooplancton y por tanto se hunden más rápido.

Por otra parte, los altos valores de  $P_{\text{nueva}}$  ocurridos en 1999 en el área de estudio coinciden con Bograd *et al.* (2000) y Schwing *et al.* (2000) quienes



señalan el inusual índice de afloramiento en 54 años, coincidiendo con valores mínimos del índice PDO en la década de los noventa.

El cambio de régimen climático de 1976 ocasionó 22 años de anomalías positivas en el índice PDO que se reflejaron en el ecosistema marino con temperaturas por encima de lo normal, mayor estratificación en la columna de agua y aporte insuficiente de nutrientes a la ZE. Esto indirectamente provocó que las células fitoplanctónicas en este período pudieran haber sido de menor tamaño y por consiguiente estar sujetas a un período más prolongado de reciclamiento por presentar menor tasa de hundimiento dentro de la ZE.

Sin contar con trampas de sedimento, ¿de qué manera se puede hacer un estimado aproximado de la cantidad de carbono exportable a partir de la presencia de nutrientes en la zona de estudio? Fasham *et al.* (2001) y Chen-Tung (2003) han sugerido que la razón- $f$  puede ser considerada en términos cuantitativos igual a la tasa de material orgánico exportable  $f$  fuera de la ZE. Teniendo en cuenta que la razón- $f$  es interpretada como un índice del estado trófico y del grado de acoplamiento entre la capa superficial y el resto de la columna de agua, y que el número de veces que un nutriente nitrogenado es reciclado en la ZE antes de hundirse en forma particulada es  $r$ , entonces el tiempo de residencia de la materia orgánica producida por el fitoplancton va a depender del número de veces que ésta se recicla en la ZE (Eppley y Peterson 1979).

Los valores altos de materia orgánica exportada en la línea 90 (tabla 3), al parecer son originados por la intensificación de las surgencias que se desprenden desde Punta Concepción, esencialmente durante primavera-verano (Lynn y Simpson 1987, 1990, Pares-Sierra y O'Brien 1989, Hickey 1993, Hayward y Venrick 1998, Venrick 2000) las cuales invaden las zonas alejadas de la costa modificando la distribución temporal y espacial de la producción primaria costera. Esto implica que el flujo de carbono se intensifica más en la región norte del área de estudio, mientras que los valores altos de la materia orgánica exportada en la línea 120 son originados por zonas de meandros y remolinos hacia el oeste y suroeste de Punta Eugenia (Espinosa-Carreón *et al.* 2004).

Por otra parte, aunque los datos de la tabla 3 muestran que el reciclamiento en la zona oceánica de la línea 107 fue alto, se considera que este reciclaje es más inconstante en las zonas costeras que en las oceánicas, ya que por lo general las zonas costeras presentan un amortiguamiento debido a los procesos locales que las oceánicas no tienen, al mismo tiempo que brindan mayor probabilidad de reciclamiento por lo somero de su columna de agua.

La fracción de varianza de  $P_{\text{nueva}}$  explicada por el índice PDO (coeficiente de determinación  $r^2$ ) es 0.53 para la zona costera y 0.54 para la oceánica. Aunque estadísticamente éstos no muestran una gran correspondencia, por lo general las dos series se presentan con una relación inversa con respecto al valor del índice PDO.

Aún se desconocen los mecanismos que controlan la variabilidad de la PDO. No está claro si la PDO tiene alguna influencia en los cambios de las condiciones atmosféricas y los ecosistemas biológicos o si la propia PDO es el resultado de los cambios en las condiciones atmosféricas (Mantua 2001). Lo que sí queda claro es que las climatologías actuales (2006) no sustentan la caracterización del estado del Pacífico Nororiental como una fase negativa del índice PDO. Sin embargo, los modelos de TSM en el SCC sugieren que el sistema todavía está en una fase ligeramente fría. Las propiedades biológicas también suponen a que por lo menos algunas regiones mostraron cambios desde 1998 y han permanecido en este nuevo estado. Estos incluyen biomasa de copépodos y otras especies en la zona de Oregon, la clorofila *a* en la Bahía de Monterey y la biomasa del zooplancton en la región de CalCOFI (Goericke *et al.* 2005). La serie de tiempo de  $P_{\text{nueva}}$  frente a Baja California confirma que se produjo un cambio ligero de 1999 al 2005 con respecto del período de 1976–1998.

## CONCLUSIÓN

El análisis de la relación entre la serie de  $P_{\text{nueva}}$  y el índice PDO muestra que en el período 1970–2005 la fase positiva del índice se relaciona con el aumento de la producción regenerada, se recicla más carbono y disminuye su transporte a zonas profundas. Entre 1976 y 1998 la  $P_{\text{nueva}}$  en el ecosistema frente a Baja California disminuyó ~50%. La fase negativa del PDO favorece una mayor tasa exportable de carbono fuera de la zona eufótica, contribuyendo a la remoción del carbono hacia el fondo marino.

## AGRADECIMIENTOS

A los comentarios de Gerardo Verdugo y Leticia Espinosa quienes arbitraron el artículo y permitieron mejorarlo significativamente. Un agradecimiento especial a JM Domínguez y F Ponce, dibujantes del CICESE.

## BIBLIOGRAFÍA

- Audad G. 2003. Interdecadal Dynamics of the North Pacific Ocean. *AMS* 33: 2483–2503.
- Bess BW. 2000. Nitrification and the marine nitrogen cycle. En: Kirchman DL (ed.), *Microbial Ecology of the Oceans*. John Wiley & Son. Pp. 552.
- Bograd SJ, Digiacomio PM, Durazo R, Hayward TL, Hyrenbach KD, Lynn RJ, Mantyla AW, Schwing FB, Sydeman WJ, Baumgartner T, Lavaniegos B, Moore CS. 2000. The State of the California Current, 1999–2000: Forward to a new regime? *CalCOFI Rep.* 41: 26–52.
- Chavez FP, Ryan J, Lluch-Cota SE, Ñiquen M. 2003. From anchovies to sardines and back: multidecadal change in the Pacific Ocean. *Science* 299: 217–221.
- Chen-Tung AC. 2003. New vs. export production on the continental shelf. *Deep-Sea Res.* II 50: 1327–1333.
- de Young B, Harris R, Alheit J, Beaugrand G, Mantua NJ, Shannon L. 2004. Detecting regime shifts in the ocean: Data considerations. *Progr. Oceanogr.* 60:143–164.
- Dugdale RC, Goering JJ. 1967. Uptake of new and regenerate forms of nitrogen in primary productivity. *Limnol. Oceanogr.* 12: 196–206.
- Eppley RW, Peterson BJ. 1979. Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature* 282: 677–680.
- Eppley RW, Renger EH, Harrison WG. 1979. Nitrate and phytoplankton production in Southern California Coastal waters. *Limnol. Oceanogr.* 24: 483–494.
- Espinosa-Carreón TL, Strub T, Beier E, Ocampo-Torres F, Gaxiola-Castro G. 2004. Seasonal and interannual variability of satellite-derived chlorophyll pigment, surface height, and temperature of Baja California. *J. Geophys. Res.* 109, C03039. doi: 1029/2003JC002105.
- Fasham MJR, Baliño BM, Bowles MC. 2001. A New Vision of Ocean Biogeochemistry after a Decade of the Joint Global Ocean Flux Study (JGOFS). *AMBIO Spec. Rep.* 10: 4–30.
- Gershunov A, Barnett TP. 1998. Interdecadal modulation of ENSO teleconnections. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 79: 2715–2725.
- Goericke R, Bograd SJ, Gaxiola-Castro G, Gómez-Valdes J, Hooff R, Huyer A, Hyrenbach KD, Lavaniegos BE, Mantyla A, Peterson WT, Schwing FB, Smith RL, Sydeman WJ, Venrick E, Wheeler PA. 2004. The State of the California Current, 2003–2004: A Rare “Normal” Year. *CalCOFI Rep.* 45: 27–59.
- Goericke R, Venrick EL, Mantyla A, Bograd SJ, Schwing FB, Huyer A., Smith RL, Wheeler PA, Hoof R, Peterson WT, Chavez F, Collins C, Marinovic B, Lo N, Gaxiola-Castro G, Durazo R, Hyrenbach KD, Sydeman WJ. 2005. State of the

- California Current, 2004-2005: Still Cool? *CalCOFI Rep.* 46: 32–71.
- Harrison WG, Platt T, Lewis MR. 1987. “*f*”-Ratio and its relationship to ambient nitrate concentration in coastal waters. *J. Plankton Res.* 9: 235–248.
- Hayward TL, Venrick E. 1998. Nearsurface pattern in the California Current: coupling between physical and biological structure. *Deep-Sea Res.* II 45:1617–1638.
- Hickey BM. 1993. Physical Oceanography. En: Daily MD, Reish DJ, Anderson JW (eds.), *Ecology of the Southern California Bight. A synthesis and Interpretation*, Univ. of Cal. Press. Pp. 19–70.
- Hernández-de la Torre B, Gaxiola-Castro G, Alvarez-Borrego S, Gómez-Valdés J, Nájera-Martínez S. 2003. Interannual variability of new production in the southern region of the California Current. *Deep-Sea Res.* II 50: 2423–2430.
- Hernández-de la Torre B, Gaxiola-Castro G, Nájera Martínez S. 2004. Efectos del ENSO en la producción primaria frente a Baja California. *Cienc. Mar.* 30: 427–441.
- Hollowed AB, Wooster WS. 1992. Variability of winter ocean conditions and strong year classes of Northeast Pacific groundfish. *ICES Mar. Sci. Symp.* 195: 433–444.
- Hutchings L, Pitcher GC, Probyn TA, Bailey GW. 1995. The Chemical and Biological Consequences of Coastal Upwelling. En: Summerhayes CP, Emeis KC, Angel MV, Smith RL, Zeitzschel B (eds.), *Upwelling in the Ocean*. John Wiley and Sons, 423 pp.
- Lynn RJ, Simpson JJ. 1987. The California Current System: The Seasonal Variability of its Physical Characteristics. *J. Geophys. Res.* 92: 12,947–12,966.
- Lynn RJ, Simpson JJ. 1990. The Flow of the Undercurrent over Continental Borderland off California. *J. Geophys. Res.* 95: 12,995–13,008.
- Mantua NJ, Hare SR, Zhang Y, Wallace JM, Francis RC. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 78: 1069– 1079.
- Mantua NJ. 2001. The Pacific Decadal Oscillation. En: McCracken MC, Perry JS (eds.), *Encyclopedia of Global Environmental Change*, Vol. 1, The Earth System: physical and chemical dimension of global environmental change: 592-594, John Wiley & Sons, Inc.
- Mantua NJ. 2004. Methods for detecting regime shifts in large marine ecosystems: a review with approaches applied to North Pacific data. *Progr. Oceanogr.* 60: 165–182.
- Millán-Núñez R, Alvarez-Borrego S, Trees CC. 1996. Relationship between deep chlorophyll maximum and surface chlorophyll concentration in the California Current System. *CalCOFI Rep.* 37: 241–250.
- Pares-Sierra A, O’Brien JJ. 1989. The seasonal and interannual variability of the California Current System: a numerical model. *J. Geophys. Res.* 94: 3159–3180.

- Platt T, Jauhari P, Sathyendranath S. 1992. The importance and measurement of new production. En: Falkowsky PG, Woodhead AD (eds.), *Primary Productivity and Biogeochemical Cycles in the Sea*. Plenum Press, New York. Pp 273–284.
- Quiñones RA, Platt T. 1991. The relationship between the f-ratio and de P: R ratio in the pelagic ecosystem. *Limnol. Oceanogr.* 36: 211–213.
- Roemmich D, McGowan J. 1995. Climatic warming and the decline of zooplankton in the California Current. *Science* 267: 1324–1326.
- Schwing FB, Moore ChS, Ralston S, Sakuma KM. 2000. Record Coastal Upwelling in the California Current in 1999. *CalCOFI Rep.* 41: 148–160.
- Smith PE, Eppley RW. 1982. Primary production and the anchovy population in the Southern California Bight: comparison of time series. *Limnol. Oceanogr.* 27:1–17.
- Steele JH. 2004. Regime shifts in the ocean: reconciling observations and theory. *Progr. Oceanogr.* 60: 135–141.
- Tanco RA, Berri GJ. 2000. CLIMLAB 2000 (versión 1.1.0). Un paquete de programa estadístico para aplicaciones climáticas. IRI for Climate Prediction.
- Trenberth KE, Hurrell JW. 1994. Decadal Atmospheric-ocean variations in the Pacific. *Clim. Dynam.* 9: 303–319.
- Venrick EL, McGowan JA, Cayan DR, Hayward TL. 1987. Climate and chlorophyll a: Long-Term trends in the central North Pacific Ocean. *Science* 238: 70–72.
- Venrick EL. 2000. Summer in the Ensenada Front: The distribution of phytoplankton species July 1985 and September 1988. *J. Plankton Res.* 22: 813–841.
- Venrick EL, Bograd SJ, Checkley D, Durazo R, Gaxiola-Castro G, Hunter J, Huyer A, Hyrenbach KD, Lavaniegos BE, Mantyla A, Schwing FB, Smith RL, Sydeman WJ, Wheeler PA. 2003. The state of the California Current, 2002–2003: tropical and subarctic influences vie for dominance. *CalCOFI Rep.* 44: 28–60.
- Woodruff SD, Slutz RJ, Jenne RL, Steurer PM. 1987. A Comprehensive ocean-atmosphere Data Set. *Bull. AMS* 68: 1239–1250.
- Wooster W, Zhang CI. 2004. Regime shifts in the North Pacific: early indications of the 1976–1977 event. *Progr. Oceanogr.* 60: 183–200.

Quinta parte

---

*Flujos de carbono*



## 23 FLUJOS DE CARBONO EN LOS GOLFOS DE CALIFORNIA Y MÉXICO

---

*S. Alvarez-Borrego*

*Los valores más altos de la presión parcial del bióxido de carbono del agua superficial ( $p\text{CO}_2$ ) fueron los de la zona entre las islas Ángel de la Guarda y Tiburón con valores alrededor de 550  $\mu\text{atm}$ , el 29 de octubre con mareas vivas. El 24 de octubre la  $p\text{CO}_2$  se comportó relativamente uniforme de la boca del Golfo de California a la zona de las grandes islas, con valores de 385  $\mu\text{atm}$  en la zona tibia y disminuyendo ligeramente a 375  $\mu\text{atm}$  en la zona fría. Estos últimos valores más bajos se pudieron deber al efecto combinado del flujo de  $\text{CO}_2$  hacia la atmósfera y consumo por fotosíntesis.*

A. Zirino *et al.* 1997

### INTRODUCCIÓN

El impacto del bióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) antropogénico en el cambio climático global depende, entre otras cosas, de la capacidad de los océanos para absorber y secuestrar este  $\text{CO}_2$ . En este contexto, los flujos de carbono de interés son los que se dan en la frontera aire-agua y los que transportan carbono de la zona eufótica o aguas superficiales a las aguas profundas, y viceversa. El flujo de  $\text{CO}_2$  aire-agua se determina por las diferencias entre las presiones parciales de este gas ( $p\text{CO}_2$ ) en la atmósfera y en el agua, y por la velocidad del viento que actúa en la superficie del mar, las cuales varían espacial y temporalmente (Keeling *et al.* 1989, Wong y Chan 1991). En la capa eufótica, ó los primeros



metros de profundidad donde existe luz suficiente para que se realice la fotosíntesis, el carbono se incorpora a los compuestos orgánicos. Algunos de estos se descomponen y el carbono se remineraliza y regresa a la columna de agua en forma inorgánica, pero otros llegan hasta el sedimento. Este flujo desde la zona eufótica a aguas profundas, y finalmente al sedimento, se ha denominado “la bomba biológica” (Ducklow *et al.* 2001). El flujo de material biogénico hacia aguas profundas y su posterior degradación aumenta la concentración del carbono inorgánico disuelto en éstas en 10 a 20% con respecto a las aguas superficiales. La bomba biológica ha sido muy efectiva en la escala geológica para secuestrar  $\text{CO}_2$  atmosférico, que disuelto en el agua se encuentra como  $\text{CO}_2$  gas,  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{CO}_3^{2-}$ . La concentración total del bióxido de carbono inorgánico disuelto es la suma de las concentraciones de todas las especies:  $\text{TCO}_2 = [\text{CO}_2] + [\text{H}_2\text{CO}_3] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}]$ , y se expresa en  $\text{mmoles l}^{-1}$  ó en  $\text{mmoles Kg}^{-1}$  (también simbolizada por Ct y por  $\Sigma\text{CO}_2$ ).

En zonas con advección vertical, como en las surgencias costeras y en los remolinos ciclónicos, o con procesos de mezcla intensa, el agua profunda rica en  $\text{CO}_2$  es acarreada hacia la superficie resultando en un incremento de la  $\text{pCO}_2$  en el agua y consecuentemente en un flujo de este gas hacia la atmósfera (Hidalgo-González *et al.* 1997). En estas zonas, a pocos días del evento de acarreo de agua a la superficie la producción fitoplanctónica es alta, por las concentraciones elevadas de nutrientes como nitrato ( $\text{NO}_3$ ), el consumo de nutrientes procede por algunos días y esto puede producir una reducción de  $\text{pCO}_2$  y a su vez un flujo de  $\text{CO}_2$  del aire al agua para balancear el flujo original en el otro sentido. La  $\text{TCO}_2$  no limita la fotosíntesis porque el consumo de, por ejemplo,  $\text{NO}_3$  con concentración de  $16 \mu\text{M}$  (que es muy alta) a no detectable bajaría la  $\text{TCO}_2$  en sólo un 10% o menos de su valor original. Además, el flujo aire-agua aporta  $\text{CO}_2$  a la zona eufótica de una manera inagotable. La producción fitoplanctónica marina total ( $P_T$ ) se compone de producción regenerada, basada en compuestos nitrogenados reducidos (regenerados por respiración en la propia zona eufótica), y producción nueva ( $P_{\text{nueva}}$ ) basada en compuestos nitrogenados oxidados ( $\text{NO}_3$ ) provenientes de profundidades por debajo de la zona eufótica, de ríos o de la atmósfera (Dugdale y Goering 1967). La  $P_{\text{nueva}}$  se puede considerar como la parte de la producción que se puede exportar desde el ecosistema pelágico sin que éste se colapse. Sólo una parte pequeña de la  $P_{\text{nueva}}$  llega a depositarse en los sedimentos porque el material orgánico se degrada a medida que se va hundiendo (principalmente por respiración bacteriana) y sólo el más refractario llega a depositarse en los sedimentos. La razón  $P_{\text{nueva}}/P_T$  se denomina razón  $f$  (Eppley y Peterson 1979)

y la razón flujo de carbono al sedimento/ $P_T$  se denomina razón  $e$  (razón de exportación) (Ducklow *et al.* 2001). Generalmente  $f > e$ , pero la única manera de que cambie la cantidad absoluta de exportación de carbono a los sedimentos es si cambia  $P_{\text{nueva}}$ , la cual generalmente es controlada por factores físicos. Por lo tanto la descripción de la variación espacial y temporal de  $P_{\text{nueva}}$  puede dar una idea de la variabilidad del flujo de carbono orgánico desde la capa superficial hasta el fondo.

Si  $P_{\text{nueva}}$  se debe sólo al  $\text{NO}_3$  que proviene de aguas profundas, la fotosíntesis no implica necesariamente un efecto neto de consumo de  $\text{CO}_2$  proveniente de la atmósfera local porque el agua rica en  $\text{NO}_3$  también es rica en  $\text{CO}_2$ , pero de cualquier manera hay un secuestro de carbono hacia el sedimento. Este carbono secuestrado proviene en gran parte de miles de kilómetros de distancia horizontal, como carbono inorgánico disuelto en el agua. Si el  $\text{NO}_3$  que sostiene la  $P_{\text{nueva}}$  es aportado por ríos (como el caso del aporte del Río Mississippi al Golfo de México), ésta sí implica un consumo de  $\text{CO}_2$  de la atmósfera local porque el  $\text{CO}_2$  en el agua dulce tiene mucha menor concentración que en el agua de mar por la menor alcalinidad en el agua dulce.

Con el aumento de la  $p\text{CO}_2$  atmosférica ( $p\text{CO}_{2\text{aire}}$ ) debido al aporte antropogénico de los últimos 200 años (Keeling 1968) ha habido un flujo de  $\text{CO}_2$  del aire al agua en todos los mares. Una vez en el agua, este  $\text{CO}_2$  antropogénico puede ser transportado hacia aguas subsuperficiales y a las profundas (de pocos cientos hasta ~2000 m) en parte por la bomba biológica y en parte por advección vertical (hundimiento) y por difusión turbulenta. La absorción del  $\text{CO}_2$  antropogénico ha sido estimada para las zonas oceánicas del mundo (Sabine *et al.* 2004) pero no para la zona costera ni los mares marginales, incluyendo a los golfos de California y México. Sin embargo, en función de la dinámica física de estos mares y de los flujos estimados para las zonas oceánicas adyacentes se puede hacer una estimación aproximada para estos golfos.

Una manera de medir directamente el carbono depositado en los fondos marinos es mediante trampas de sedimento (Thunell 1998). Además, utilizando imágenes de satélite del color del océano (1997 a 2004) y modelos semi-analíticos, en combinación con datos oceanográficos históricos de temperatura,  $[\text{NO}_3]$  y clorofila, se han realizado cálculos de  $P_T$  y  $P_{\text{nueva}}$  de los golfos de California y México (Hidalgo-González y Alvarez-Borrego 2004, Hidalgo-González *et al.* 2005). Estas estimaciones de  $P_{\text{nueva}}$  no permiten tener una idea de los valores absolutos de la exportación de material orgánico a los sedimentos de estos cuerpos de agua costeros, pero sí de su variabilidad temporal y espacial.

Por otro lado, reconociendo que el  $\text{CO}_2$  no es el único compuesto de carbono que actúa como gas invernadero, sería muy importante el contar con datos sobre metano ( $\text{CH}_4$ ) que en ciertos casos fluye en cantidades significativas del agua a la atmósfera. Molécula a molécula, el  $\text{CH}_4$  es más efectivo que el  $\text{CO}_2$  como gas invernadero (Libes 1992). Desafortunadamente la información sobre metano es prácticamente nula para los mares marginales que aquí se están describiendo. El propósito de este capítulo es presentar una síntesis de lo poco que se conoce sobre los flujos de carbono en los Golfos de California y México.

## DESCRIPCIÓN DE LAS ÁREAS DE ESTUDIO

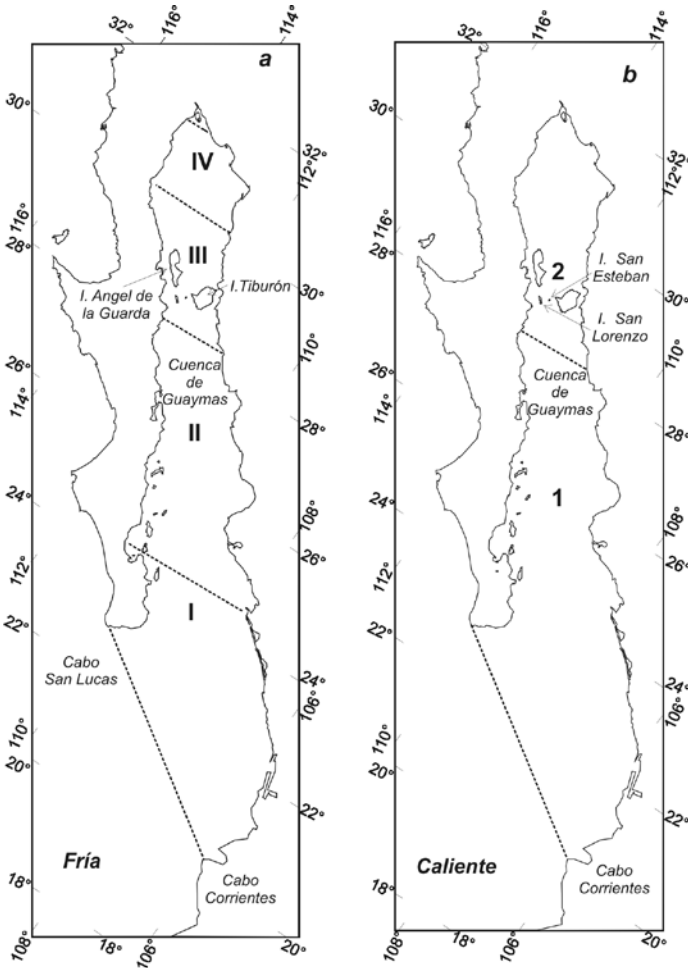
### EL GOLFO DE CALIFORNIA

El Golfo de California es muy dinámico debido a las corrientes de marea, la transferencia de momento del viento, las surgencias y el elevado calentamiento solar. Este golfo consiste de una serie de cuencas separadas por umbrales. Las profundidades de las cuencas son desde  $>3000$  m en la región de la entrada hasta muy someras en su parte norte ( $\leq 200$  m). Se han reportado cambios estacionales muy marcados en su temperatura, salinidad, corrientes y nivel de mar (Ripa y Marinone 1989); sin embargo la información sobre la variabilidad espacial y temporal de sus procesos químicos y biológicos es escasa.

Los vientos del noroeste generan surgencias frente a la costa oriental (condiciones de “invierno” de diciembre a mayo), mientras que los del sureste las provocan frente a las costas de Baja California (condiciones de “verano” de julio a octubre), con junio y noviembre como períodos de transición entre ambas condiciones (Alvarez-Borrego y Lara-Lara 1991). Con vientos del noroeste las surgencias son fuertes y tienen un efecto muy marcado en las comunidades fitoplanctónicas, y debido a la circulación en forma de giros la biomasa fitoplanctónica aumenta a todo lo ancho del Golfo de California (Santamaría-Del-Ángel *et al.* 1994). Sin embargo, debido a la estratificación fuerte de la columna de agua en verano (Santamaría-Del-Ángel *et al.* 1999) y a que el sentido del viento es contrario al de la circulación frente a su costa occidental (Lluch-Cota 2000), las surgencias de verano tienen un efecto muy débil en la biomasa fitoplanctónica.

El norte del Golfo de California presenta fenómenos espectaculares asociados a las mareas. Con un rango de mareas vivas  $>7$  m en el Alto Golfo y  $>4$  m en la región de las grandes islas (Tiburón y Ángel de la Guarda, fig. 1),

Figura 1. División del Golfo de California en regiones para el propósito del cálculo de la producción fitoplanctónica nueva. Los números romanos indican regiones de la “época fría” y los arábigos indican regiones de la “época caliente”. Estas regiones tienen formas diferentes de los perfiles verticales de biomasa fitoplanctónica. (Adaptado de Hidalgo-González y Alvarez-Borrego 2004)



las velocidades de disipación de la energía de las mareas son grandes, lo que causa fenómenos intensos de mezcla.

A pesar de la evaporación, en el Golfo de California hay un flujo neto medio anual de calor de la atmósfera al agua de  $>100 \text{ W m}^{-2}$ . Este calor tiene

que ser exportado al Océano Pacífico, porque de otra forma la temperatura del golfo estaría aumentando (Lavín *et al.* 1997). El agua superficial, más caliente y menos densa, tiene un flujo neto medio anual del golfo al Pacífico. Para balancear este flujo (por continuidad de masa), el agua relativamente profunda y fría tiene un flujo neto hacia el interior del golfo. Marinone (2003) usó un modelo tridimensional para concluir que el calor y la sal fluyen hacia fuera del golfo en los primeros 200 m de profundidad y hacia su interior de 200 a 600 m. Este patrón de circulación tiene gran implicación en su ecología porque el agua que fluye hacia el interior a profundidad tiene concentraciones mayores de nutrientes que las aguas superficiales que fluyen hacia afuera (Alvarez-Borrego y Lara-Lara 1991). Esta agua relativamente profunda también tiene valores más altos de TCO<sub>2</sub> que el agua superficial.

### EL GOLFO DE MÉXICO

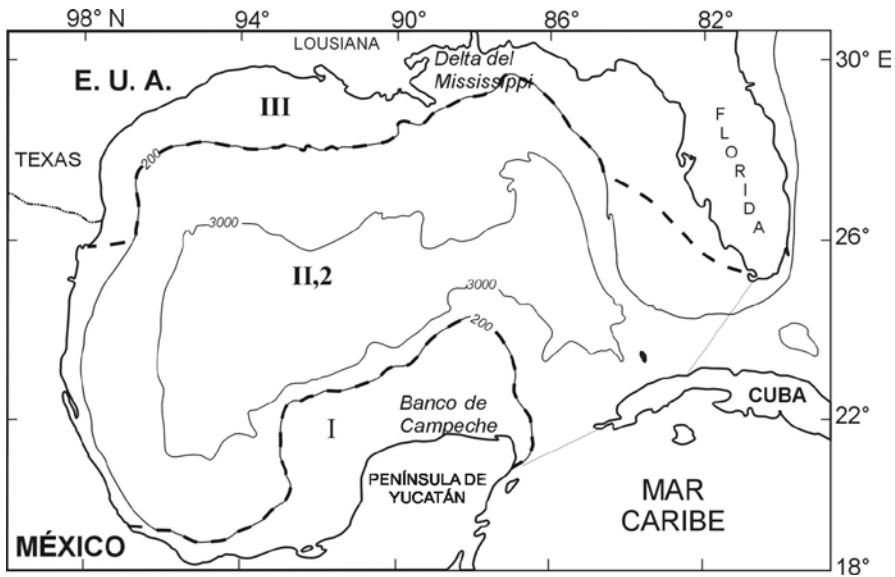
El Golfo de México es un mar marginal profundo. Su principal característica es la Corriente de Lazo que entra a él por el Canal de Yucatán, gira en sentido anticiclónico y sale de él por el Estrecho de Florida. A lo largo de la costa de Florida y el Banco de Campeche (adyacente a la Península de Yucatán) las interacciones por fricción entre la corriente y el fondo parecen ser importantes (Hsueh y O'Brien 1971), se produce surgencia y esto acarrea agua más densa hasta cerca de la superficie reduciendo la estratificación vertical (Wiseman Jr y Sturges 1999).

El ecosistema del Golfo de México incluye un espectro amplio de productividad fitoplanctónica, desde las aguas eutróficas costeras hasta las aguas oligotróficas con condiciones de océano profundo (Lohrenz *et al.* 1999). Los principales procesos químicos y físicos que afectan su productividad incluyen las influencias de un sistema de ríos grandes y de la Corriente de Lazo con penetración muy variable hacia el norte y oriente del golfo (Wiseman Jr y Sturges 1999). A medida que la Corriente de Lazo penetra hacia el norte del golfo, su trayectoria se hace inestable y se forman anillos grandes (Hurlburt y Thompson 1980). Estos anillos o remolinos tienen un diámetro de hasta 400 km o más, y se propagan lentamente hacia el oeste; cuando llegan a la costa oeste forman triadas (ciclón-anticiclón-ciclón) paralelas a la costa (Vidal *et al.* 1994). Entre el anillo ciclónico norte y el anticiclónico se forma una corriente que transporta agua de la plataforma continental al interior del mar. Estas corrientes han sido detectadas con imágenes de satélite del color del mar como lengüetas de clorofila relativamente alta, que se extienden decenas

y hasta centenas de kilómetros del talud continental hacia el interior del mar (Biggs y Müller-Karger 1994).

Con el propósito de calcular la  $P_{\text{total}}$  y la  $P_{\text{nueva}}$ , Hidalgo-González y Alvarez-Borrego (2005) dividieron el Golfo de México en tres regiones: (I) Yucatán; (II para la época fría y 2 para la época caliente) Aguas profundas; y (III) Mississippi (fig. 2). Los datos de temperatura superficial de 1946–1998 sugieren que la variación interanual es pequeña en todo el golfo. El Río Mississippi es el más grande de Norteamérica, y algunos valores locales de producción primaria alta, medidos con  $^{14}\text{C}$  en la región III (hasta  $5 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ), se pueden atribuir a los aportes de nutrientes de los ríos Mississippi y Atchafalaya (Lohrenz *et al.* 1990). La divergencia asociada a la Corriente de Lazo puede ser un factor que produzca surgencias en el Banco de Campeche y frente a la punta suroccidental de Florida. Esta divergencia ocurre la mayor parte del año (Lohrenz *et al.* 1999).

Figura 2. División del Golfo de México en regiones para el propósito del cálculo de la producción fitoplanctónica nueva. La región Yucatán es la I; la región Aguas profundas para la “época fría” es II, y para la “época caliente” es 2; la región Mississippi es III. Estas regiones tienen formas diferentes de los perfiles verticales de biomasa fitoplanctónica. (Adaptado de Hidalgo-González *et al.* 2005)



## FLUJOS DE CARBONO EN EL GOLFO DE CALIFORNIA

Gaxiola-Castro *et al.* (1978) describieron el sistema del  $\text{CO}_2$  del Golfo de California con datos de abril-mayo de 1974. En general, la distribución de pH,  $\text{TCO}_2$  y otros componentes del sistema es muy similar a la del Océano Pacífico adyacente. La  $\text{TCO}_2$  varió de  $\sim 2.1$   $\text{mmoles Kg}^{-1}$  en la superficie a  $2.4$   $\text{mmoles Kg}^{-1}$  a  $\sim 2000$  m. Las emisiones de  $\text{CO}_2$  a la atmósfera por quema de combustibles fósiles y producción de cemento en las décadas de los ochenta y noventa del siglo XX fueron cerca de la mitad de las emisiones de todo el antropoceno (últimos 200 años). Los mares han absorbido aproximadamente la mitad del  $\text{CO}_2$  emitido a la atmósfera por estos dos procesos (Sabine *et al.* 2004). Debido a que el  $\text{CO}_2$  antropogénico invade el océano por intercambio gaseoso en la interfase aire-agua, las concentraciones más altas de este  $\text{CO}_2$  se encuentran en las aguas superficiales y subsuperficiales. Las penetraciones más profundas se asocian a zonas de convergencia en latitudes templadas donde el agua que ha estado recientemente en contacto con la atmósfera puede ser transportada hacia el interior del océano. Lejos de las zonas de formación de las aguas profundas, acarrear el  $\text{CO}_2$  antropogénico de la superficie a unos cientos de metros de profundidad puede tomar siglos. El Pacífico ecuatorial y tropical tiene una de las más bajas penetraciones de  $\text{CO}_2$  antropogénico, con cantidades apenas detectables a  $\sim 500$  m (Sabine *et al.* 2004). Por lo anterior, de acuerdo a la circulación neta entre el Golfo de California y el Pacífico, en general se esperaría que la  $\text{TCO}_2$  superficial haya aumentado en el golfo en las últimas tres décadas con respecto a los valores de primavera reportados por Gaxiola-Castro *et al.* (1978) para 1974, pero la determinación de la magnitud de este incremento es algo fuera del objetivo de este capítulo. Sin embargo, de acuerdo con los valores de Sabine *et al.* (2004) para el Pacífico adyacente, el aumento de la  $\text{TCO}_2$  integrada para la columna de agua del golfo podría ser  $\sim 10$  moles  $\text{m}^{-2}$  durante los últimos 30 años.

Gaxiola-Castro *et al.* (1978) reportaron que una zona de especial interés es la región de las grandes islas, donde debido a los procesos de mezcla por fenómenos asociados a las mareas, las aguas superficiales tienen pH más bajo y  $\text{TCO}_2$  más alta. Basados en mediciones superficiales continuas realizadas en octubre de 1985, Zirino *et al.* (1997) reportaron una disminución del pH de hasta 0.2 unidades en la región de las grandes islas con respecto a la parte sur y central del golfo. Esta variación espacial de pH también se presentó en septiembre de 1996 (Hernández-Ayón *et al.* 2006). Zirino *et al.* (1997) calcularon valores superficiales de  $\text{pCO}_{2\text{agua}}$  entre  $\sim 400$  y  $\sim 550$  ppm para la región de

las grandes islas, coincidiendo los valores más altos con mareas vivas (mayor mezcla). Los valores máximos de  $p\text{CO}_{2\text{agua}}$  reportados por Hernández-Ayón *et al.* (2007, en este volumen) para septiembre de 1996 y para la región de las grandes islas también fueron de  $\sim 550$  ppm. Aunque estos valores altos de  $p\text{CO}_{2\text{agua}}$  implican un flujo de  $\text{CO}_2$  del agua a la atmósfera, fue hasta el reporte de Hidalgo-González *et al.* (1997) que se realizaron las primeras cuantificaciones de estos flujos. Hidalgo-González *et al.* (1997) hicieron una comparación del pH, la  $p\text{CO}_{2\text{agua}}$  y el flujo agua-aire de  $\text{CO}_2$  para la región de las grandes islas, con condiciones de mareas posmuertas y posvivas, con datos de julio de 1990. La  $p\text{CO}_{2\text{agua}}$  varió de valores tan bajos como 385 ppm con mareas posmuertas hasta valores tan altos como 435 ppm con mareas posvivas, con una  $p\text{CO}_2$  atmosférica de 351 ppm, y el flujo de  $\text{CO}_2$  del agua a la atmósfera varió de casi cero a  $23 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ó  $276 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ( $0.28 \text{ tC km}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ). En invierno, con una columna de agua mucho menos estratificada en esta región del golfo, la  $p\text{CO}_{2\text{agua}}$  alcanza valores de hasta  $\sim 1200$  ppm (Hernández-Ayón *et al.* 2007, en este volumen), por lo cual seguramente el flujo agua-aire de  $\text{CO}_2$  es mucho mayor que en verano.

Montes-Hugo *et al.* (1998) no encontraron un flujo neto agua-aire de  $\text{CO}_2$  significativamente diferente de cero para el norte del Golfo de California para marzo-abril de 1996. Ellos atribuyeron este resultado a que, a pesar de que en el Alto Golfo hay altas tasas de disipación de energía de marea, la columna de agua es relativamente somera de tal forma que no hay mezcla con aguas profundas con alta  $\text{TCO}_2$ . Para la parte central (Cuenca de Guaymas) y sur del golfo, Zirino *et al.* (1997) reportaron valores de  $p\text{CO}_{2\text{agua}}$  hasta 30–40 ppm mayores que la  $p\text{CO}_2$  atmosférica y Hernández-Ayón *et al.* (2007, en este volumen) reportaron valores de  $p\text{CO}_{2\text{agua}}$  hasta 60–70 ppm menores que la  $p\text{CO}_2$  atmosférica. Estos valores no nos permiten concluir un sentido de flujo neto medio anual de  $\text{CO}_2$  del agua al aire en esta zona del golfo porque no hay un fenómeno físico continuo que sostenga estas diferencias de  $p\text{CO}_2$ . En la zona de las grandes islas la mezcla por fenómenos asociados a las mareas es continuo, mientras que en el resto del golfo hay fenómenos de surgencias que se dan como eventos y cambian estacionalmente. Friederich *et al.* (2002) monitorearon la diferencia aire-agua de  $p\text{CO}_2$  en una zona de surgencia costera frente a la parte central de California y encontraron que el sentido del flujo de  $\text{CO}_2$  varía ampliamente con la intensidad de la surgencia y la incidencia de eventos El Niño o su contraparte. Por lo anterior no es posible concluir si el Golfo de California es fuente o sumidero de  $\text{CO}_2$  atmosférico con base en datos de unos pocos cruceros oceanográficos que son muy puntuales espacial



y temporalmente. Sólo podemos afirmar que la zona de las grandes islas es una fuente continua de  $\text{CO}_2$  del agua hacia la atmósfera, pero se desconoce el comportamiento neto del golfo entero.

Alvarez-Borrego (2006) hizo una estimación preliminar de los flujos netos de  $\text{CO}_2$  en la boca del golfo, entre éste y el Pacífico. Basándose en la  $P_{\text{nueva}}$  media anual para todo el golfo, calculada con los datos de Hidalgo-González y Alvarez-Borrego (2004) ( $29.2 \times 10^6 \text{ tC año}^{-1}$ ), las conclusiones de Marinone (2003) sobre las profundidades de los flujos de agua, en promedio, hacia fuera y dentro del golfo y datos publicados de  $[\text{NO}_3]$  y  $\text{TCO}_2$  en la columna de agua de su boca, Alvarez-Borrego (2006) estimó el flujo neto medio anual de agua en dos escenarios (resultando en 0.73 Sv y 0.51 Sv, respectivamente) y el aporte neto anual de carbono inorgánico disuelto del Pacífico al Golfo de California (el agua de los primeros 200 m que está saliendo del golfo tiene menor  $\text{TCO}_2$  que la que entra a 200-600 m). Alvarez-Borrego (2006) encontró que no hay una diferencia significativa entre el carbono asimilado por la  $P_{\text{nueva}}$  y el aporte neto de carbono inorgánico del Pacífico al golfo, por lo que este último no es ni fuente ni sumidero de  $\text{CO}_2$ , y la mayor parte del carbono orgánico resultante de su  $P_{\text{nueva}}$  está siendo exportado al Pacífico en forma de carbono orgánico disuelto. Sin embargo, estos cálculos son muy preliminares ya que no toman en cuenta los cambios temporales y espaciales complejos de la circulación entre el golfo y el Pacífico (ni la estructura vertical de esta circulación), ni los cambios temporales de las concentraciones de nutrientes y  $\text{TCO}_2$  en la boca del golfo, por lo que es necesario hacer cálculos nuevos más detallados y más aproximados a la realidad. Si en promedio anual la  $P_{\text{nueva}}$  de todo el Golfo de California y el aporte neto de  $\text{CO}_2$  del Pacífico al golfo están en equilibrio, el golfo absorbe  $\text{CO}_2$  sólo en la medida en que la  $p\text{CO}_2$  atmosférica aumenta por el aporte de  $\text{CO}_2$  antropogénico, y el flujo de  $\text{CO}_2$  del agua a la atmósfera en la región de las grandes islas es compensado por un flujo contrario y de la misma magnitud en el resto del golfo. Esto último debe ocurrir principalmente en las zonas cercanas a las islas a medida que los nutrientes son utilizados por el fitoplancton en las lengüetas de agua fría que se mueven de las islas hacia la Cuenca de Guaymas.

Por otro lado está el flujo de carbono hacia los sedimentos del golfo. Con base en las mediciones de Thunell *et al.* (1993) la exportación de carbono a los sedimentos del Golfo de California es de sólo 3% de la  $P_{\text{nueva}}$  ( $\sim 0.8 \times 10^6 \text{ tC año}^{-1}$  para todo el golfo) en la más alta de las estimaciones (suponiendo que el porcentaje de exportación es tan alto en todo el golfo como en las cuencas de Guaymas y Carmen en la parte central de éste,  $\sim 0.02 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ). Este pro-

medio de exportación implica un factor  $e = 0.018$ . Es interesante notar que este valor implica una exportación de materia orgánica de la zona eufótica a los sedimentos de  $\sim 18$  moles C  $m^{-2}$  en los últimos 30 años, equivalente a cerca del doble de la absorción del  $CO_2$  antropogénico en el mismo período. La extracción de carbono por las pesquerías es muy baja y equivale a  $\ll 1\%$  de la  $P_{nueva}$ .

Hidalgo-González y Alvarez-Borrego (2004) dividieron el golfo en cuatro regiones para condiciones de “invierno” (fig. 1a, números romanos) y en dos regiones para condiciones de “verano” (fig. 1b, números arábigos) para estimar promedios de  $P_{nueva}$  integrada para la columna eufótica ( $P_{nuevaint}$ ,  $gC\ m^{-2}\ d^{-1}$ ) para el período 1997–2002. Los valores de  $P_{nuevaint}$  de “invierno” aumentaron de la región de la boca a las grandes islas y luego se mantuvieron constantes hacia el norte del golfo, con valores de hasta más del doble en estos últimos lugares (hasta  $1.33\ gC\ m^{-2}\ d^{-1}$ ) con respecto a los de la boca (hasta 0.48). Los valores de  $P_{nuevaint}$  de “verano” fueron menos de la mitad de los de “invierno” (0.25–0.31) (tabla 1). A pesar de lo limitado de los datos, se presentó una clara variación interanual de  $P_{nuevaint}$  en la región de la boca, con valores más bajos para El Niño 1997–99. Este efecto no fue discernible en el interior del golfo, quizá debido a su dinámica fuerte. Con base en la variación estacional de  $P_{nuevaint}$  se esperaría que el flujo de material orgánico hacia los sedimentos tuviera un máximo en “invierno” y un mínimo en “verano”. Sin embargo, Thunell *et al.* (1993) midieron máximos de flujo de materia orgánica durante el “verano” en la Cuenca de Guaymas y mínimos de marzo a junio, y expresaron que este tipo de flujo es un enigma y que posiblemente se deba a efectos del pastoreo. Además, Thunell *et al.* (1993) reportaron que no hubo diferencia de flujo de materia orgánica a los sedimentos entre años El Niño y no-El Niño para estas dos cuencas (Guaymas y Carmen) de la parte central del golfo, y esto concuerda con los valores similares de  $P_{nuevaint}$  estimados por Hidalgo-González y Alvarez-Borrego (2004) para estas dos condiciones en esa zona del golfo.

Finalmente, una pieza pequeña de información no publicada sobre  $CH_4$  en el Golfo de California afirma que el Alto Golfo de California, somero y con un fondo con gran número de ventilas, tiene un flujo significativo de  $CH_4$  del agua hacia la atmósfera. El fondo marino del Alto Golfo de California está surcado por un gran número de fallas geológicas. Algo del  $CH_4$  escapa al aire en forma de burbujas y otra parte se disuelve en el agua y fluye hacia el sur ó se oxida por procesos biológicos. La evaporación en la superficie del mar en el Alto Golfo es el proceso más importante. El  $CH_4$  disuelto tiende a

concentrarse en la superficie. El total de  $\text{CH}_4$  que se evapora anualmente hacia la atmósfera en el Alto Golfo es 5000 toneladas, con una incertidumbre de un factor de dos (Grijalva *et al.* no publicado).

Tabla 1. Media de la producción fitoplanctónica nueva integrada, derivada de imágenes de satélite ( $P_{\text{nuevaint}}$ ), por unidad de área ( $\text{gC m}^{-2} \text{d}^{-1}$  ó  $\text{tC km}^{-2} \text{d}^{-1}$ ) y por regiones enteras del Golfo de California ( $\text{tC d}^{-1}$ ). Las regiones se definen en la figura 1. (Adaptada de Hidalgo-González y Alvarez-Borrego 2004)

Año	I		II		III		IV	
	$P_{\text{nuevaint}}$ $\text{gC m}^{-2} \text{d}^{-1}$	$P_{\text{nuevaint}}$ $\text{tC d}^{-1}$	$P_{\text{nuevaint}}$ $\text{gC m}^{-2} \text{d}^{-1}$	$P_{\text{nuevaint}}$ $\text{tC d}^{-1}$	$P_{\text{nuevaint}}$ $\text{gC m}^{-2} \text{d}^{-1}$	$P_{\text{nuevaint}}$ $\text{tC d}^{-1}$	$P_{\text{nuevaint}}$ $\text{gC m}^{-2} \text{d}^{-1}$	$P_{\text{nuevaint}}$ $\text{tC d}^{-1}$
1997-98	0.38	$2.2 \times 10^4$	0.71	$4.2 \times 10^4$	1.11	$2.4 \times 10^4$	1.16	$1.95 \times 10^4$
1998-99	0.39	$2.3 \times 10^4$	0.75	$4.4 \times 10^4$	1.22	$2.6 \times 10^4$	1.22	$2.05 \times 10^4$
1999-00	0.48	$2.9 \times 10^4$	0.75	$4.4 \times 10^4$	1.33	$2.9 \times 10^4$	1.26	$2.07 \times 10^4$
2000-01	0.46	$2.7 \times 10^4$	0.81	$4.8 \times 10^4$	1.29	$2.8 \times 10^4$	1.29	$2.17 \times 10^4$
2001-02	0.38	$2.2 \times 10^4$	0.79	$4.7 \times 10^4$	1.31	$2.8 \times 10^4$	1.25	$2.10 \times 10^4$

Año	1		2	
	$P_{\text{nuevaint}}$ $\text{gC m}^{-2} \text{d}^{-1}$	$P_{\text{nuevaint}}$ $\text{tC d}^{-1}$	$P_{\text{nuevaint}}$ $\text{gC m}^{-2} \text{d}^{-1}$	$P_{\text{nuevaint}}$ $\text{tC d}^{-1}$
1997	0.27	$3.2 \times 10^4$	0.28	$0.62 \times 10^4$
1998	0.25	$2.8 \times 10^4$	0.28	$0.62 \times 10^4$
1999	0.27	$3.0 \times 10^4$	0.30	$0.66 \times 10^4$
2000	0.31	$3.4 \times 10^4$	0.28	$0.62 \times 10^4$
2001	0.29	$3.2 \times 10^4$	0.27	$0.60 \times 10^4$
2002	0.27	$3.0 \times 10^4$	0.27	$0.60 \times 10^4$

## FLUJOS DE CARBONO EN EL GOLFO DE MÉXICO

Si los datos del sistema del  $\text{CO}_2$  son escasos para el Golfo de California, son más aún para el Golfo de México. En este caso tenemos que depender mucho más de lo que se conoce para el Océano Atlántico adyacente y extrapolar al golfo para obtener algunas conclusiones. Hidalgo-González *et al.* (2005) reportaron que la  $P_{\text{nuevaint}}$  de la región de Aguas profundas (fig. 2, tabla 2) tuvo una variación estacional significativa con valores cercanos a la mitad en la época caliente con respecto a los de la época fría. Siguiendo su

sugerencia de multiplicar su valor del factor  $f$  por cuatro para tener un valor más realista para aguas oligotróficas del Golfo de México (de tal forma que  $f$  sea mayor a e), los valores de  $P_{\text{nuevaint}}$  serían de 0.09 a 0.10 tC km<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> para la época fría y de 0.05 a 0.06 para la época caliente. En las otras dos regiones no hubo una variación estacional significativa. Los rangos de  $P_{\text{nuevaint}}$  para las regiones Yucatán y Mississippi para todo el año fueron de 0.97 a 1.05 y de 1.38 a 1.44 tC km<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>, respectivamente. Las regiones Yucatán y Mississippi están en la plataforma continental y tienen profundidad máxima de 200 m, por lo que una fracción relativamente grande de su  $P_{\text{nuevaint}}$  debe alcanzar el fondo. De acuerdo con Lohrenz *et al.* (1994) 50% de la producción primaria fluye hacia las aguas cercanas al fondo y a los sedimentos en la zona adyacente a la desembocadura del Río Mississippi.

Tabla 2. Media de la producción fitoplanctónica nueva integrada, derivada de imágenes de satélite ( $P_{\text{nuevaint}}$ ), por unidad de área (gC m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> ó tC km<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) y por regiones enteras del Golfo de México (tC d<sup>-1</sup>). En la región de Aguas profundas, II significa la “época fría” y 2 la “época caliente”. Las regiones se definen en la figura 2. (Adaptada de Hidalgo-González *et al.* 2005)

Año	I		II		2		III	
	$P_{\text{nuevaint}}$ gC m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup>	$P_{\text{nuevaint}}$ tC d <sup>-1</sup>	$P_{\text{nuevaint}}$ gC m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup>	$P_{\text{nuevaint}}$ tC d <sup>-1</sup>	$P_{\text{nuevaint}}$ gC m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup>	$P_{\text{nuevaint}}$ tC d <sup>-1</sup>	$P_{\text{nuevaint}}$ gC m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup>	$P_{\text{nuevaint}}$ tC d <sup>-1</sup>
1997					0.013	0.14×10 <sup>5</sup>	1.39	3.77×10 <sup>5</sup>
1998	1.05	1.95×10 <sup>5</sup>	0.023	0.24×10 <sup>5</sup>	0.014	0.15×10 <sup>5</sup>	1.44	3.90×10 <sup>5</sup>
1999	0.97	1.80×10 <sup>5</sup>	0.022	0.24×10 <sup>5</sup>	0.013	0.14×10 <sup>5</sup>	1.39	3.77×10 <sup>5</sup>
2000	1.03	1.92×10 <sup>5</sup>	0.026	0.27×10 <sup>5</sup>	0.013	0.14×10 <sup>5</sup>	1.40	3.78×10 <sup>5</sup>
2001	1.06	1.98×10 <sup>5</sup>	0.023	0.25×10 <sup>5</sup>	0.014	0.15×10 <sup>5</sup>	1.40	3.78×10 <sup>5</sup>
2002	0.97	1.81×10 <sup>5</sup>	0.025	0.26×10 <sup>5</sup>	0.014	0.15×10 <sup>5</sup>	1.39	3.77×10 <sup>5</sup>
2003	1.03	1.92×10 <sup>5</sup>	0.026	0.28×10 <sup>5</sup>	0.014	0.15×10 <sup>5</sup>	1.40	3.78×10 <sup>5</sup>
2004	1.05	1.96×10 <sup>5</sup>	0.023	0.25×10 <sup>5</sup>	0.014	0.15×10 <sup>5</sup>	1.38	3.72×10 <sup>5</sup>

El flujo elevado de materia orgánica de la zona eufótica al fondo de la región del Mississippi causa una hipoxia severa y persistente en la plataforma continental de Louisiana, al oeste de los deltas de los ríos Mississippi y Atchafalaya. La hipoxia se define operacionalmente como los niveles de O<sub>2</sub> disuelto por debajo de 2 mg l<sup>-1</sup>, ya que a esos niveles ya no se capturan camarones ni peces demersales. Esta hipoxia ocurre debajo de la picnoclina, algunas veces tan somero como por debajo de los 8 m de profundidad, desde finales de febrero hasta inicios de octubre. La carga de nutrientes de estos ríos ha cambiado drásticamente desde

el inicio del siglo XX y con mayor rapidez desde los años cincuenta. Al inicio de los noventa del siglo XX la  $[\text{NO}_3]$  en las aguas del Mississippi eran hasta de  $\sim 150 \mu\text{M}$  (Rabalais *et al.* 1999) (como comparación, las aguas marinas de surgencias costeras intensas tienen concentraciones de  $\sim 15 \mu\text{M}$ ).

De los datos de Hidalgo-González *et al.* (2005) se puede deducir que la  $P_{\text{nuevaint}}$  integrada para toda el área del Golfo de México es  $\sim 216 \times 10^6 \text{ tC año}^{-1}$ , unas siete veces la  $P_{\text{nuevaint}}$  integrada para toda el área del Golfo de California (por el mayor tamaño geográfico del Golfo de México). Suponiendo una razón  $e$  para la región de Aguas profundas igual a la media de las de las aguas oligotróficas cercanas a Bermuda ( $e = 0.12$ ), y aplicándosela a la media de su  $P_{\text{totalint}}$  integrada para toda el área de esta región (Hidalgo-González *et al.* 2005), la exportación de carbono en forma de materia orgánica al fondo en la región oceánica del Golfo de México sería  $\sim 14.4 \times 10^6 \text{ tC año}^{-1}$ . La razón  $e$  de las regiones Yucatán y Mississippi debe ser mucho mayor que la de la región de Aguas profundas por los argumentos manejados con anterioridad.

Considerando que el Golfo de México se alimenta básicamente del agua que entra por el Canal de Yucatán y que para el área del Atlántico adyacente al Caribe Sabine *et al.* (2004) calcularon una absorción total del  $\text{CO}_2$  antropogénico de  $\sim 40 \text{ moles m}^{-2}$ , podemos inferir que las aguas del golfo han acumulado  $\sim 20 \text{ moles m}^{-2}$  de este carbono antropogénico en los últimos 30 años (el doble que las aguas del Pacífico adyacente al Golfo de California). Esta absorción se da en toda la trayectoria de esta agua y no sólo *in situ* en el Golfo de México. El carbono antropogénico total absorbido por las aguas del Golfo de México sería equivalente a  $0.72 \text{ GtC}$  ( $0.72 \times 10^9 \text{ tons}$ ) durante todo el antropoceno. Esto es relativamente pequeño comparado con las  $\sim 118 \text{ GtC}$  absorbidas por todo el océano mundial (sin considerar los mares marginales) reportado por Sabine *et al.* (2004), pero sumando todos los mares marginales del mundo podría ser una cantidad considerable.

## RECONOCIMIENTOS

Los comentarios de los doctores José Martín Hernández-Ayón y Gerardo Verdugo-Díaz, quienes fungieron como árbitros, fueron muy útiles y me permitieron mejorar significativamente el capítulo. La versión digital de las figuras fue realizada por JM Domínguez y F Ponce. Este trabajo fue financiado parcialmente por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología como parte del proyecto “Fuentes y sumideros de carbono en las márgenes continentales del Pacífico mexicano”, clave SEP 2004/45813.

## BIBLIOGRAFÍA

- Alvarez-Borrego S. 2006. Producción fitoplanctónica nueva como una herramienta para estimar flujos de agua y aportes netos de carbono y nutrientes del Pacífico al Golfo de California. Conferencia Magistral, XIV Congreso Nacional de Oceanografía. 15-19 de mayo, Manzanillo.
- Alvarez-Borrego S., Lara-Lara JR. 1991. The physical environment and primary productivity of the Gulf of California. En: Dauphin JP, Simoneit B (eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. Am. Ass. Petr. Geol., Memoir 47, Tulsa. Pp. 555-567.
- Biggs DC, Müller-Karger FE. 1994. Ship and satellite observations of chlorophyll stocks in interacting cyclone-anticyclone eddy pairs in the western Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.* 99: 7371-7384.
- Ducklow HW, Steinberg DK, Buesseler KO. 2001. Upper ocean carbon export and the biological pump. *Oceanogr.* 14: 50-58.
- Dugdale RC, Goering JJ. 1967. Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary productivity. *Limnol. Oceanogr.* 12: 196-206.
- Eppley RW, Peterson BJ. 1979. Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature* 282: 677-680.
- Friederich GE, Walz PM, Burczynski MG, Chávez FP. 2002. Inorganic carbon in the central California upwelling system during the 1997-1999 El Niño-La Niña event. *Progr. Oceanogr.* 54: 185-203.
- Gaxiola-Castro G, Alvarez-Borrego S, Schwartzlose RA. 1978. Sistema del bióxido de carbono en el Golfo de California. *Cienc. Mar.* 5: 25-40.
- Grijalva N, Castro-Morales K, Zhang X, López E, Cox C. (no publicado). Methane in the Upper Gulf of California: Sea floor seeps, dissolved methane and methane evaporating from solution. 24 pp. (Se puede obtener de Charles Cox, Scripps Institution of Oceanography, correo electrónico: cscox@ucsd.edu.
- Hernández-Ayón JM, Zirino-Weiss A, Delgadillo-Hinojosa F, Galindo-Bect S. 2007 (este volumen). Carbono inorgánico disuelto en el Golfo de California en condiciones de verano. En: GHernández-delaTorre B, Gaxiola-Castro G (eds.), *Carbono en ecosistemas marinos de México*. INE, SEMARNAT, CICESE, México. Pp. 45-58.
- Hidalgo-González RM, Alvarez-Borrego S, Zirino A. 1997. Mixing in the region of the midrift islands of the Gulf of California: Effect on surface pCO<sub>2</sub>. *Cienc. Mar.* 23: 317-327.
- Hidalgo-González RM, Alvarez-Borrego S. 2004. Total and New Production in the Gulf of California estimated from ocean colour data from the satellite sensor SeaWiFS. *Deep-Sea Res.* II 51: 739-752.

- Hidalgo-González RM, Alvarez-Borrego S, Fuentes-Yaco C, Platt T. 2005. Satellite-derived total and new production in the Gulf of Mexico. *Ind. J. Mar. Scie.* 34: 408-417.
- Hsueh Y, O'Brien JJ. 1971. Steady coastal upwelling induced by an along-shore current. *J. Phys. Oceanogr.* 1: 180-186.
- Hurlburt HE, Thompson JD. 1980. A numerical study of Loop Current intrusions and eddy shedding. *J. Phys. Oceanogr.* 10: 1611-1651.
- Keeling CD. 1968. Carbon dioxide in surface ocean waters. 4. Global distribution. *J. Geophys. Res.* 73: 454.
- Keeling CD, Bacastow RD, Carter AF, Piper SC, Whorf TP, Heimann M, Mook WG, Roeloffzen H. 1989. A three dimensional model of atmospheric CO<sub>2</sub> transport based on observed winds. I. Analysis of observational data. En: Peterson DH (ed.), *Aspects of climate variability in the Pacific and the western Americas*. Geophysical Monograph No.55. Am. Geophys. Union, Washington DC. Pp. 165-235.
- Lavín MF, Beier E, Badan A. 1997. Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: escalas estacional e interanual. En: Lavín MF (ed.), *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*. Unión Geof. Mex. Monografía No. 3, Ensenada. Pp. 141-171.
- Libes SM. 1992. *An introduction to Marine Biogeochemistry*. John Wiley and Sons, New York, 734 pp.
- Lluch-Cota SE. 2000. Coastal upwelling in the eastern Gulf of California. *Oceanol. Acta* 23: 731-740.
- Lohrenz SE, Dagg MJ, Whitedge TE. 1990. Enhanced primary production at the plume/oceanic interface of the Mississippi River. *Cont. Shelf Res.* 10: 639-664.
- Lohrenz SE, Fahnenstiel GL, Redalje DG. 1994. Spatial and temporal variations in photosynthesis parameters in relation to environmental conditions in coastal waters of the northern Gulf of Mexico. *Estuaries* 17: 779-795.
- Lohrenz SE, Wiesenburg DA, Arnone RA, Chen X. 1999. What controls primary production in the Gulf of Mexico? En: Kumpf H, Steidinger K, Sherman K (eds.), *The Gulf of Mexico large marine ecosystem*. Blackwell Science Ltd, Malden. Pp. 151-170.
- Marinone SG. 2003. A three-dimensional model of the mean and seasonal circulation of the Gulf of California. *J. Geophys. Res.* 108, No. C10: 3325, doi: 10.1029/2002JC001720.
- Rabalais NN, Turner RE, Wiseman Jr WJ. 1999. Hypoxia in the northern Gulf of Mexico: Linkages with the Mississippi River. En: Kumpf H, Steidinger K, Sherman K (eds.), *The Gulf of Mexico large marine ecosystem*. Blackwell Science Ltd, Malden. Pp. 297-322.

- Ripa P, Marinone SG. 1989. Seasonal variability of temperature, salinity, velocity, vorticity and sea level in the central Gulf of California, as inferred from historical data. *Quatern. J. Royal Meteor. Soc.* 115: 887-913.
- Sabine CL, Feely RA, Gruber N, Key RM, Lee K, Bullister JL, Wanninkhof R, Wong CS, Wallace DWR, Tilbrook B, Millero FJ, Peng TH, Kozyr A, Ono T, Rios F. 2004. The oceanic sink for anthropogenic CO<sub>2</sub>. *Science* 305: 367-371.
- Santamaría-Del-Ángel E, Alvarez-Borrego S, Müller-Karger FE. 1994. The 1982–1984 El Niño in the Gulf of California as seen in coastal zone color scanner imagery. *J. Geophys. Res.* 99: 7423-7431.
- Santamaría-Del-Ángel E, Alvarez-Borrego S, Millán-Núñez R, Müller-Karger FE. 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.
- Thunell RC. 1998. Seasonal and annual variability in particle fluxes in the Gulf of California: A response to climate forcing. *Deep-Sea Res.* I 45: 2059-2083.
- Vidal VMV, Vidal FV, Hernández AF, Meza E, Pérez-Molero JM. 1994. Baroclinic flows, transports, and kinematic properties in a cyclonic-anticyclonic-cyclonic ring triad in the Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.* 99: 7571-7597.
- Wiseman Jr WJ, Sturges W. 1999. Physical oceanography of the Gulf of Mexico: Processes that regulate its biology, En: Kumpf H, Steidinger K, Sherman K (eds.), *The Gulf of Mexico large marine ecosystem*. Blackwell Science Ltd, Malden. Pp. 77-92.
- Wong CS, Chan YH. 1991. Temporal variations in the partial pressure and flux of CO<sub>2</sub> at ocean station P in the subarctic northeast Pacific Ocean. *Tellus* 43B: 206-223.
- Zirino A, Hernández-Ayón JM, Fuhrmann RA, Alvarez-Borrego S, Gaxiola-Castro G, Lara-Lara JR, Bernstein RL. 1997. Estimate of surface pCO<sub>2</sub> in the Gulf of California from underway pH measurements and satellite imagery. *Cienc. Mar.* 23: 1-22.





## 24 RELACIÓN DE LAS SURGENCIAS CON LOS STOCKS DE CARBONO EN BAHÍA SAN QUINTÍN, UNA LAGUNA COSTERA DEL NW DE MÉXICO

---

*V.F. Camacho-Ibar, M. Hernández-Ayón,  
E. Santamaría-del-Angel, L.W. Daesslé-Heuser  
y J.A. Zertuche-González*

### INTRODUCCIÓN

A pesar de la escasez de aportes continentales de nutrientes, las lagunas costeras del noroeste de México son altamente productivas. En contraste con los ecosistemas estuarinos, sin embargo, la productividad de estas lagunas debe ser sostenida por aportes de nutrientes desde el mar adyacente y su intenso reciclamiento al interior de las mismas. Aunque existen relativamente pocos estudios publicados en los que se presenten mediciones directas o indirectas de los flujos de nutrientes del mar hacia lagunas costeras de la región (ej. ver Lara-Lara *et al.* 1980, Camacho-Ibar *et al.* 2003), se puede inferir que las lagunas costeras de la costa oeste de la Península de Baja California se fertilizan con aguas marinas frías, ricas en nutrientes inorgánicos, producto de los eventos de surgencias (Ibarra-Obando *et al.* 2001, Zaytsev *et al.* 2003). El mar adyacente a la península forma parte del sistema de la Corriente de California y en él se presentan eventos periódicos de surgencias que son de mayor intensidad en los meses de mayo y junio. Al arribar a la zona eufótica, las aguas de surgencias inducen florecimientos fitoplanctónicos de tal forma que en las costas del Pacífico nororiental se presenta una clara estacionalidad con máximos de nitratos ( $\text{NO}_3$ ) y salinidad, y mínimos de temperatura centrados en los meses de mayo-junio, así como máximos de clorofila durante los meses de abril a julio (ver Pennington y Chávez 2000, y otras referencias).

Es de esperar, entonces, que las variaciones estacionales en las condiciones oceánicas se vean reflejadas en los procesos biogeoquímicos dentro de las lagunas costeras de la península.

Aunque probablemente Bahía San Quintín (fig.1) sea la laguna costera más estudiada del noroeste de la península en términos de flujos biogeoquímicos entre el sistema y el mar (ej. ver Lara-Lara *et al.* 1980, Camacho-Ibar *et al.* 2003), para ésta y el resto de las lagunas costeras de la zona, e incluso de la región de la costa nororiental del Pacífico, se conoce muy poco de la respuesta de los productores primarios a las variaciones estacionales en el contenido de nutrientes y fitoplancton en el océano. Aún más, prácticamente no existen trabajos publicados sobre el contenido y los flujos de COD en ecosistemas costeros de México en general. Es importante realizar estudios específicos para determinar la magnitud de los flujos de materia orgánica del océano hacia las lagunas costeras, ya que dichos aportes no sólo representan un almacén temporal de nutrientes, sino también representan una fuente directa de energía (*i.e.* alimento) para consumidores primarios como los organismos filtradores, incluyendo especies comercialmente importantes (Lara-Lara *et al.* 1980, Roegner y Shanks 2001, Ruesink *et al.* 2003). Para el caso de cultivos cuyo alimento es esencialmente fitoplancton, como en la ostricultura, la evaluación de dichos flujos también permite determinar la capacidad de carga de ecosistemas como Bahía San Quintín (Camacho-Ibar *et al.* 2003, Ruesink *et al.* 2003).

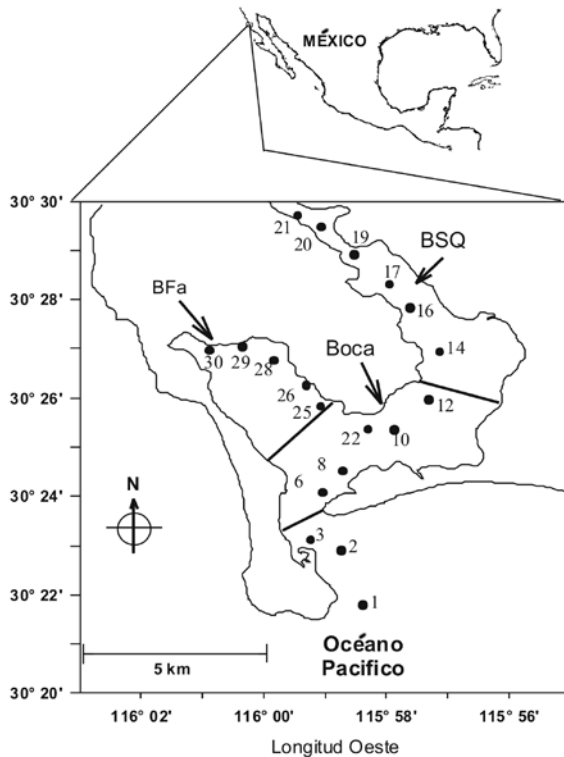
En este trabajo se presenta un inventario de los principales stocks de carbono dentro de Bahía San Quintín durante dos periodos contrastantes del año, mayo-junio y septiembre-octubre. El periodo mayo-junio representa el periodo de mayor intensidad de surgencias, por lo que se esperan aportes altos de  $\text{NO}_3$  y clorofila desde el océano. El periodo septiembre-octubre representa un periodo de baja intensidad de surgencias, en el que se espera una alta actividad metabólica asociada con los valores máximos de temperatura del agua del año, así como valores altos de producción primaria (PP) asociados con altas biomásas de *Zostera marina*, el productor primario más abundante del sistema a lo largo del año. Las variaciones estacionales se explican con base en las distribuciones espaciales de algunas variables químicas medidas a lo largo de un transecto durante cada periodo.

## EL MÉTODO

Los stocks de C en *Z. marina* se determinaron con base en los datos de la dinámica estacional de la biomasa aérea y subaérea durante 1987 reporta-

dos por Poumian-Tapia e Ibarra-Obando (1999). Los datos de biomasa se prorratearon a toda la laguna con base en una cobertura de *Z. marina* del 40% (Ward *et al.* 2003) y el stock de carbono se calculó suponiendo que el C constituye, en promedio, 36% del peso seco de este pasto marino (Fourqurean *et al.* 1997). Los stocks de C en *Ulva spp.* se determinaron con base en datos inéditos de cobertura y biomasa de los principales mantos de esta macroalga para mayo y noviembre de 2004, suponiendo que el C constituye 30% del peso seco de *Ulva spp.* (McGlathery *et al.* 2001). Cabe aclarar que los mantos más grandes de *Ulva spp.* se localizan en la región cercana a la boca, alrededor de las estaciones 6, 8 y 22 y al este de la estación 12 (fig.

Figura 1. Localización del área de estudio y ubicación de las estaciones de muestreo para análisis de variables geoquímicas en la columna de agua. BFa representa la zona conocida localmente como Bahía Falsa, BSQ es el brazo que localmente se denomina Bahía San Quintín y Boca es la región con mayor influencia oceánica

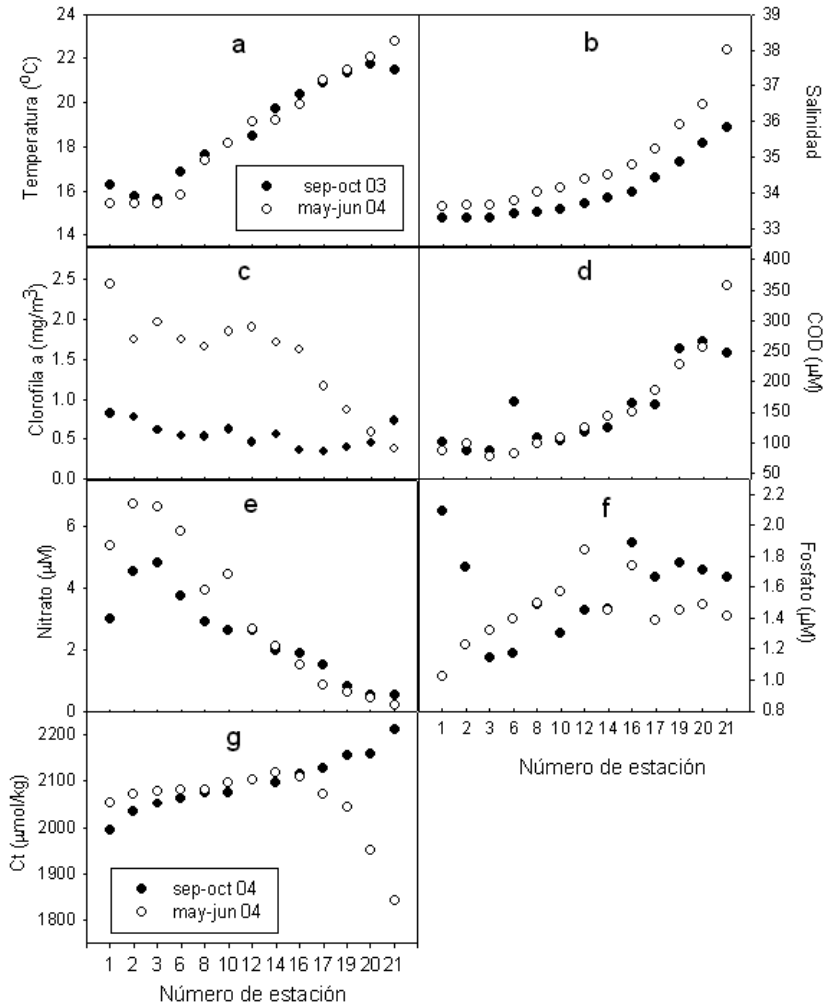


1). Los stocks de C fitoplanctónico se calcularon con base en mediciones de clorofila *a* (Chl *a*) y usando un factor de conversión de 60 mg de C por mg de Chl *a* (Parsons *et al.* 1984). La Chl *a*, el carbono orgánico disuelto (COD) y el carbono inorgánico disuelto (Ct; también abreviado en otros trabajos como  $\Sigma\text{CO}_2$  o CID), así como los  $\text{NO}_3$ , la temperatura y la salinidad, se determinaron en muestras de agua de mar recolectadas en una red de estaciones a lo largo de la laguna (fig. 1) durante siete muestreos en mayo-junio de 2004 y cuatro muestreos en septiembre-octubre de 2003 (excepto Ct que se analizó para dos muestreos en septiembre-octubre de 2004). Los cálculos de los stocks se basaron en los valores medios de todos los muestreos realizados en cada periodo. El cálculo del stock del C orgánico total (COT-S) y el carbono orgánico lábil (COT-SL) en los dos primeros centímetros de los sedimentos superficiales, se basó en las mediciones de carbono orgánico total y en las mediciones de fósforo orgánico lábil (PO-L) en muestras de sedimentos superficiales recolectadas a lo largo de la bahía durante septiembre de 2000 reportadas por Ortíz-Hernández (2006). El COT-SL se calculó con base en el PO-L, suponiendo que la materia orgánica más reactiva en los sedimentos superficiales de Bahía San Quintín presenta una proporción C:P de 106 (Ibarra-Obando *et al.* 2004).

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las distribuciones espaciales de los valores medios de las variables biogeoquímicas en Bahía San Quintín para mayo-junio de 2004 y septiembre-octubre de 2003 muestran el contraste esperado entre ambas estaciones del año (fig. 2). Particularmente, en las estaciones de muestreo oceánicas (estaciones 1 a 3, fig. 1) se observan los rasgos esperados para el periodo de surgencias que incluyen bajas temperaturas y altos valores de salinidad, Chl *a* y  $\text{NO}_3$  (ver Pennington y Chávez 2000). Además, para la zona oceánica se observaron valores más elevados de Ct durante mayo-junio, característica esperada de aguas subsuperficiales donde la remineralización de la materia orgánica genera un exceso de Ct (Hernández-Ayón *et al.* 2006; esta misma publicación). La distribución espacial de la salinidad (fig. 2b) refleja la condición hipersalina del sistema, así como los altos tiempos de residencia del agua hacia las estaciones del interior del brazo BSQ de la bahía (fig. 1). La tendencia a disminuir de la Chl *a* y los  $\text{NO}_3$  (fig. 2c y e, respectivamente) hacia el interior de la laguna indica que ambos son consumidos dentro de Bahía San Quintín, mientras que el incremento en los fosfatos (fig. 2f) refleja que este sistema es un generador

Figura 2. Distribución de (a) la temperatura, (b) la salinidad y las concentraciones de (c) clorofila *a*, (d) carbono orgánico disuelto, (e) nitrato, (f) fosfato y (g) carbono inorgánico total en muestras recolectadas durante los periodos de mayo-junio y septiembre-octubre a lo largo de un transecto desde el océano (estación 1) hasta el interior de Bahía San Quintín (estación 21). La localización de las estaciones se indica en la figura 1

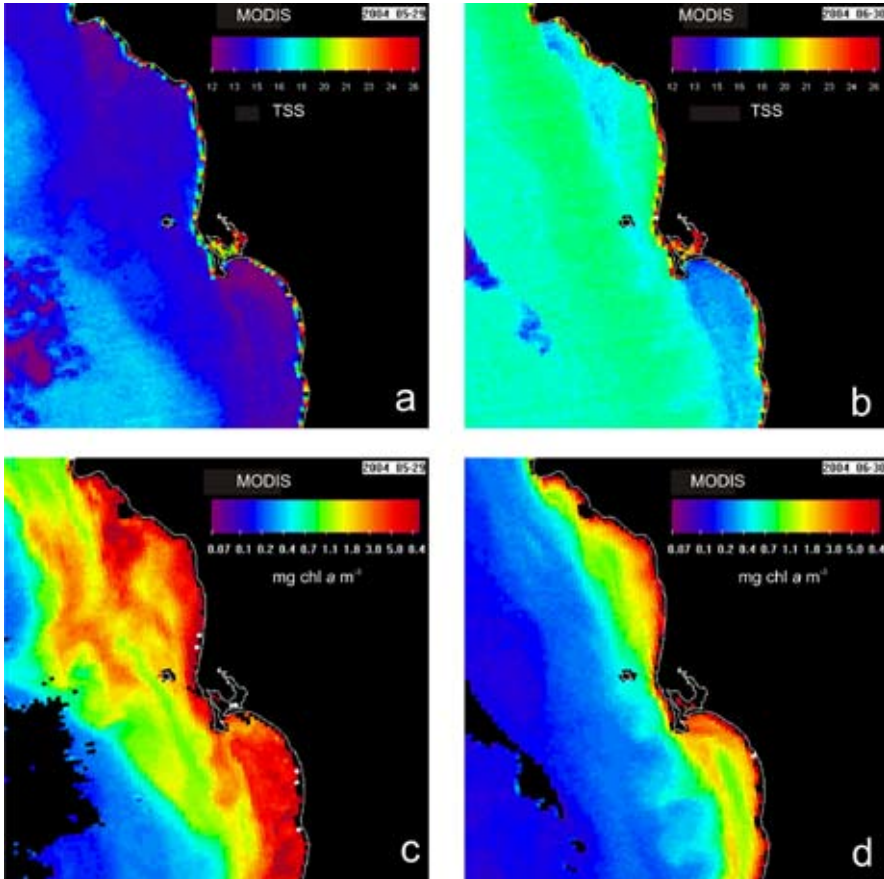


neto de estos nutrientes debido a que la remineralización de la materia orgánica suele superar la PP de la comunidad (Camacho-Ibar *et al.* 2003).

Cabe hacer notar que en este capítulo no se pretende discutir las variaciones de corto plazo (pocos días) como han sido discutidas por Hernández-Ayón *et al.* (2007, en este volumen) para el caso del Ct y los  $\text{NO}_3^-$ . Sin embargo, vale la pena mencionar que en el caso de algunas variables, particularmente los  $\text{NO}_3^-$ , los gradientes de concentración pueden ser aún más intensos que los presentados en la figura 2e, ya que si bien las concentraciones de  $\text{NO}_3^-$  a partir de la estación 14 suelen ser relativamente constantes entre muestreos, en la región oceánica durante mayo-junio de 2004 se observaron valores hasta de 15  $\mu\text{M}$  durante un evento de surgencias. El gradiente de concentración de  $\text{NO}_3^-$  entre las estaciones 3 y 12 indica entonces que es en esta zona de la bahía donde se presenta la remoción más intensa de este nutriente. También la Chl *a* suele presentar grandes variaciones en la región oceánica durante la temporada de surgencias intensas (fig. 3) y, en promedio, esta zona es más productiva que en septiembre-octubre.

Los dos centímetros superficiales de los sedimentos de la bahía representan el principal almacén de C en el sistema (COT-S = 3400 tC; tabla 1). Esta característica es común de los ecosistemas costeros tan someros como Bahía San Quintín, donde el material orgánico producido tanto en la columna de agua como en el bentos alcanza rápidamente la superficie sedimentaria. Con base en el contenido promedio de PO-L en los sedimentos superficiales de la bahía ( $\sim 1 \mu\text{mol P cm}^{-3}$ , equivalente a 26 t de P en todo el sistema) reportado por Ortiz-Hernández (2006), se calculó el contenido equivalente de carbono orgánico lábil suponiendo que el material orgánico más reactivo en los sedimentos tiene una composición similar a la razón de Redfield (C:N:P = 106:16:1). Esta suposición se considera razonable con base en las observaciones sobre metabolismo bentónico para Bahía San Quintín reportadas por Ibarra-Obando *et al.* (2004). Estos autores reportaron una pendiente para los flujos bentónicos de Ct (carbono inorgánico disuelto) y PID (fósforo inorgánico disuelto) de 136, concluyendo que el plancton es la fuente que domina el material orgánico reactivo en los sedimentos de esta laguna costera, a pesar de la presencia ubicua de *Z. marina* que suele presentar razones C:P del orden de 280 (ver datos para la Bahía de Tomales; Fourqurean *et al.* 1997). Esta aproximación sugiere entonces que alrededor del 30% del carbono orgánico total presente en los sedimentos superficiales de Bahía San Quintín es lábil (tabla 1), mientras que un 70% es semilábil o refractario. Esta observación es consistente con lo reportado para otros sistemas con presencia de pastos

Figura 3. Imágenes de satélite de temperatura superficial del océano (a y b) y de concentración de clorofila *a* (c y d) para la región costera adyacente a Bahía San Quintín los días 30 de mayo y 30 de junio de 2004 respectivamente



marinos, en los que se sugiere que las praderas de estos pastos son importantes sitios de enterramiento neto de carbono orgánico en los sedimentos debido a que, estas tienden a producir carbono orgánico por encima de los requerimientos de la comunidad, por lo que se cree que almacenan en los sedimentos una fracción importante del exceso de carbono producido (ver Gacia *et al.* 2002 y referencias).

El tamaño del stock de COT-SL, prorrateado por el área total de la bahía ( $42 \times 10^6 \text{ m}^2$ ), sería entonces equivalente a  $2117 \text{ mmol C m}^{-2}$ , can-



Tabla 1. Comparación de los principales stocks de carbono en la temporada de surgencias intensas (mayo-junio) y la temporada más calurosa del año (septiembre-octubre) en Bahía San Quintín

Depósito	Mayo-Junio	Septiembre-Octubre
<sup>a</sup> COT en sedimentos superficiales	n.d.	3360 t C
<sup>a</sup> COL en sedimentos superficiales	n.d.	1067 t C
<sup>b</sup> Carbono inorgánico disuelto	2080 t C	2097 t C
<sup>b</sup> Carbono orgánico disuelto	143 t C	150 t C
<sup>c</sup> <i>Zostera marina</i>	369 t C	726 t C
<sup>d</sup> <i>Ulva</i> spp.	424 t C	57 t C
<sup>b</sup> Clorofila a	8 t C	3 t C
Total productores primarios	800 t C	786 t C

<sup>a</sup> Cálculos basados en mediciones de carbono orgánico total y en mediciones de fósforo orgánico lábil, convertidas a carbono orgánico suponiendo que la materia orgánica lábil tiene una proporción C:P de 106, en muestras de sedimentos superficiales recolectadas a lo largo de la bahía durante septiembre de 2000.

<sup>b</sup> Cálculos basados en mediciones de carbono inorgánico total, carbono orgánico disuelto y clorofila *a* (usando un factor de conversión de clorofila a carbono de 60; Parsons *et al.* 1984) en muestras recolectadas en diferentes puntos de la laguna durante mayo-junio de 2004, septiembre-octubre de 2003 y septiembre de 2004.

<sup>c</sup> Cálculo basado en la dinámica estacional de la biomasa durante 1987 reportada por Poumian-Tapia e Ibarra-Obando (1999). Se supuso una cobertura de *Z. marina* del 40% (Ward *et al.* 2003) y un contenido de 36% del C al peso seco de este pasto (Fourqurean *et al.* 1997).

<sup>d</sup> Cálculo basado en mediciones de cobertura y biomasa durante mayo y noviembre de 2004 y en el supuesto de que el C constituye 30% del peso seco de *Ulva* spp. (McGlathery *et al.* 2001)

tidad suficiente para sostener una tasa de  $5.8 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  durante 365 días. Esto quiere decir que los sedimentos superficiales de Bahía San Quintín contienen un stock de carbono orgánico lábil suficiente para mantener la respiración neta del sistema ( $\sim 6 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ; Ibarra-Obando *et al.* 2004) durante un año. Ya que no se contó con datos de COT-S para el periodo mayo-junio, es difícil especular si existe una variación en la acumulación de materia orgánica en los sedimentos entre dichos periodos. Ortiz-Hernández (2006) no observó cambios notorios en la acumulación de fósforo orgánico entre verano e invierno (septiembre de 2000 y marzo de 2001) en las regiones boca y Bahía Falsa (BFa; fig. 1) mientras que en invierno observó un incremento en BSQ posiblemente como resultado del desprendimiento y la deposición de hojas de pastos durante el periodo invernal.

El segundo stock más abundante en Bahía San Quintín también es abiótico y está representado por el Ct en la columna de agua (tabla 1). El tamaño del stock de Ct aparentemente varía poco entre los dos periodos, y por representar el promedio para todo el sistema la diferencia posiblemente no sea significativa. Los cambios en la magnitud del stock de Ct son pequeños debido a que su valor está determinado principalmente por la concentración del ión  $\text{HCO}_3^-$ , un constituyente mayor del agua de mar. Sin embargo, como lo indican Hernández-Ayón *et al.* (2006) y se muestra en este trabajo (ver disminución de Ct en las estaciones 17 a 21; fig. 2g), es posible que durante el periodo mayo-junio se presente una remoción neta relativamente intensa de Ct en la región de BSQ (fig. 2g) donde se presenta el mayor tiempo de residencia del agua y la mayor cobertura de *Z. marina* (Ward *et al.* 2003), macrofitas que tienen la capacidad de utilizar el ión  $\text{HCO}_3^-$  y el  $\text{CO}_{2(\text{ac})}$  para la fotosíntesis.

Al igual que el Ct, el COD parece representar un stock relativamente constante con el tiempo, al menos para los periodos cubiertos en este estudio. Las magnitudes de las concentraciones y la distribución espacial en ambos periodos fue muy similar (fig. 2d) e indican que existe una producción neta de COD dentro de la laguna, y que dicha producción es aparentemente constante. Rodríguez-Cardozo (2004) hizo una observación similar al comparar los datos de COD de septiembre-octubre de 2003 con datos de junio de 2002, y con un modelo de cajas calculó razones de producción neta de COD para toda la laguna de  $\sim 10 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ . De acuerdo con Aveytua-Alcázar (2002), del stock total de COD únicamente  $\sim 5\%$ , equivalente a 7.5 t C (tabla 1), es material muy lábil (*i.e.* degradable en muy pocos días), lo que refleja que la mayor parte de la respiración del ecosistema debe estar ocurriendo en la superficie de los sedimentos. Considerando la razón de producción de COD antes indicada, dado que no es consumido en su mayoría, es de esperar que el COD producido en Bahía San Quintín sea exportado al océano adyacente a una razón de  $\sim 5 \text{ t C d}^{-1}$ , lo que resulta en un tiempo de residencia del COD en Bahía San Quintín de  $\sim 30$  días.

La importancia de *Z. marina* como productor primario y como hábitat para muchas especies en Bahía San Quintín ha sido ampliamente documentada (ver Poumian-Tapia e Ibarra-Obando 1999, Cabello-Pasini *et al.* 2003, Ward *et al.* 2003) por lo que no es sorprendente que, en general, este pasto constituya el principal stock de C en biomasa viva en el sistema (tabla 1). Cabe aclarar que los cálculos del C almacenado en *Z. marina* son conservadores ya que se basaron en las biomásas de  $\sim 61$  y  $\sim 120 \text{ g (peso seco) m}^{-2}$  (sumas de las biomásas aérea y subterráneas) reportadas por Poumian-Tapia e Ibarra-Oban-

do (1999) para mayo-junio y septiembre-octubre de 1987, respectivamente. Se seleccionó dicho estudio como referencia ya que representa una serie de tiempo de catorce meses donde la dinámica estacional de las biomásas de *Z. marina* está claramente descrita. Sin embargo, en estudios más recientes (ver Cabello-Pasini *et al.* 2003 e Ibarra-Obando *et al.* 2007; en este volumen) se han observado biomásas aéreas mayores que las reportadas por Poumian-Tapia e Ibarra-Obando (1999), debido a que la evaluación de las biomásas en cada estudio ocurrió en años distintos y las variaciones interanuales en las biomásas de esta especie suelen ser intensas (Thom *et al.* 2003).

En contraste con los pastos marinos, a pesar de la ubicuidad de los mantos de *Ulva spp.* cerca de la boca y en el área de BFa, no existen en la literatura reportes de estudios sistemáticos sobre la biomasa y producción de esta macroalga en Bahía San Quintín. La importancia potencial de este productor primario en comparación con *Z. marina* fue sugerida hace 20 años por Ibarra-Obando y Aguilar-Rosas (1985), sin embargo, en estudios posteriores no se ha hecho énfasis en la relevancia de esta macroalga. Los cálculos aquí descritos sugieren que los mantos de *Ulva spp.* juegan un papel importante en los flujos de carbono y nutrientes, particularmente durante el periodo de surgencias intensas en mayo-julio. Para dicho periodo, se calculó un stock de C en *Ulva spp.* (~470 t C) similar al de *Z. marina* (~370 t C), mientras que el stock de *Ulva spp.* presenta una reducción notable de casi 90% hacia principios del otoño, al tiempo que se presenta un incremento a casi el doble en el stock de C en *Z. marina* (tabla 1). Cabe hacer notar que los mantos más densos de *Ulva spp.* se localizan particularmente en la región de BFa y de la boca (fig. 1), zonas que presentan el menor tiempo de residencia del agua y por lo tanto la mayor influencia oceánica (Camacho-Ibar *et al.* 2003).

Es posible que la dinámica estacional tan marcada para *Ulva spp.* se deba a un control “*bottom-up*” asociado con la disponibilidad de nitrógeno inorgánico disuelto. El incremento en la biomasa de *Ulva spp.* durante mayo-junio puede deberse a que esta macroalga de crecimiento rápido (así como el fitoplancton) suele estar limitada por disponibilidad de nutrientes en la columna de agua, particularmente de nitrógeno (Valiela *et al.* 1997). Durante la temporada de surgencias, la región cercana a la boca recibe aportes altos de  $\text{NO}_3^-$ , de tal manera que en dicha región se manifiesta un crecimiento rápido de *Ulva spp.*, de manera análoga al efecto de sobre-fertilización que suele inducir eutrofización y un desplazamiento de los pastos marinos por macroalgas de crecimiento rápido como lo explican Valiela *et al.* (1997). De acuerdo con estos autores, los pastos marinos tienden a dominar los sitios someros templados expuestos

a bajas descargas de nutrientes como es el caso de Bahía San Quintín durante condiciones de finales de verano y principios de otoño (o como el brazo BSQ a lo largo del año) ya que resuelven el problema de la baja disponibilidad de nitrógeno en la columna de agua mediante su consumo desde el sedimento por las raíces. De hecho, es de destacar que las biomásas de *Ulva spp.* pueden explicar el consumo de  $\text{NO}_3$  en la región de la laguna adyacente al océano evidenciado en la distribución espacial de esta variable (estaciones 6 a 12; fig. 2e). El stock total de *Ulva spp.* para mayo–junio de 2004 fue de 1413 t en peso seco, equivalentes a  $52 \text{ g m}^{-2}$  si se prorratean únicamente en el área de la boca y BFa (i.e.  $27 \text{ km}^2$ ). Utilizando el valor medio de  $\sim 20 \mu\text{mol (g peso seco)}^{-1} \text{ h}^{-1}$  de las razones de consumo de  $\text{NO}_3$  por *Ulva rígida* reportados por Fujita *et al.* (1989) para Yaquina Head (Oregon), se calculó una razón de consumo de  $8 \text{ mmol NO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ . Este valor es 2 veces mayor al máximo calculado mediante un modelo de cajas por Rodríguez-Cardozo (2004) para la región de la boca de Bahía San Quintín durante junio de 2002 ( $\sim 4 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) y refleja el alto potencial de *Ulva spp.* como responsable de los intensos gradientes espaciales en la distribución de  $\text{NO}_3$  alrededor de la boca de esta laguna. Ward *et al.* (2003) sugieren que la competencia por el espacio con *Ulva spp.* primordialmente, puede explicar el decremento en la cobertura de *Z. marina* en la zona cercana a la boca de la bahía entre 1987 y 2000.

De entre los productores primarios evaluados, el fitoplancton representa el stock más pequeño de C en Bahía San Quintín. Considerando los tres productores primarios, el fitoplancton representó  $\sim 1\%$  del stock total en mayo–junio y  $\sim 0.4\%$  durante septiembre–octubre (tabla 1). La estacionalidad en el tamaño del stock fitoplanctónico es parecida a la de *Ulva spp.*, posiblemente reflejando la fuerte dependencia del fitoplancton de la disponibilidad de los  $\text{NO}_3$  (Valiela *et al.* 1997) abastecidos en Bahía San Quintín por las surgencias. De hecho, la distribución espacial de Chl *a* (fig. 2c) indica que existe un flujo neto de C fitoplanctónico desde el océano hacia la laguna, como se ha observado para otros sistemas costeros a lo largo de la Corriente de California incluyendo South Slough, Oregon (Roegner y Shanks 2001) y la Bahía de Willapa, Washington (Ruesink *et al.* 2003). Estos flujos son intermitentes y de magnitud variable, ya que su intensidad depende de la concentración de Chl *a* en el mar adyacente, que a su vez varía en periodos relativamente cortos en respuesta a los eventos de surgencias (fig. 3).

Cabe hacer notar que el stock de C fitoplanctónico es aparentemente pequeño en contraste con el stock en las macrofitas. Esta característica parece ser típica de los ecosistemas dominados por pastos marinos y relativamente

someros, donde las hojas de los pastos ocupan una gran proporción del volumen del agua como es el caso de Bahía San Quintín y Laguna Madre (tabla 2). En sitios con presencia de pastos, pero con mayor profundidad, la contribución del fitoplancton al stock de C total en productores primarios parece cobrar mayor relevancia (tabla 2). Cabe aclarar, que a pesar de aportar un stock relativamente pequeño, el fitoplancton en el mar presenta razones fotosíntesis/biomasa (P/B) altas en comparación con las macrofitas, por lo que su contribución a la PP neta a nivel de ecosistema debe ser del mismo orden de magnitud que la de las macrofitas (Kaldy *et al.* 2002). Además, los flujos horizontales de fitoplancton desde el océano son importantes en el metabolismo neto del ecosistema. Camacho-Ibar *et al.* (2003) caracterizaron esta laguna costera como un sistema heterotrófico neto, lo cual significa que dentro del sistema la magnitud de la respiración de la comunidad es más intensa que la PP. Esto implica que el sistema debe recibir un aporte externo (*i.e.* desde el océano) de materia orgánica que subsidie el exceso de respiración, materia orgánica que seguramente es fitoplanctónica.

## CONCLUSIÓN

La disponibilidad de nitrógeno nuevo (nitratos) parece ser uno de los factores principales que determinan tanto la variación estacional (mayo-junio *vs.* Septiembre-octubre) como la distribución espacial de los stocks de C en Bahía San Quintín. Si bien no fueron evaluados los stocks de C en distintos sitios de la laguna, es claro que tanto *Ulva spp.* como el fitoplancton presentan las mayores biomásas cerca de la fuente de  $\text{NO}_3$ . La intensa variación estacional en el stock de *Ulva spp.* refleja su rápida capacidad de respuesta a los pulsos de  $\text{NO}_3$  en la columna de agua, y la magnitud del stock en mayo-junio sugiere que esta especie tiene el potencial de competir eficientemente por el espacio *vs.* *Z. marina* en Bahía San Quintín. La distribución espacial actual de  $\text{NO}_3$  indica que el intenso consumo de este nutriente cerca de la entrada del sistema permite que en el brazo de BSQ sus concentraciones sean permanentemente bajas, de tal manera que se crean condiciones favorables para el buen desarrollo de *Z. marina*. Esta información es relevante en cuanto a que la zona con mayor potencial de desarrollo turístico es el brazo BSQ, por lo que hay que prevenir la descarga de desechos domésticos con altos contenidos de nitrógeno inorgánico disuelto que generen condiciones favorables para el desarrollo anómalo de *Ulva spp.*

Tabla 2. Comparación del tamaño de los stocks de carbono en productores primarios de diferentes sistemas estuarinos con presencia de pastos marinos. Para Bahía San Quintín se presentan los stocks de primavera y verano respectivamente. Entre paréntesis se indica la contribución porcentual de cada stock al contenido total de C en los productores primarios. Los cálculos de los stocks de C a partir de las biomásas reportadas se realizaron como se indica en la tabla 1

Sitio	Area (km <sup>2</sup> )	Profundidad media (m)	Pastos (biomasa foliar)	Macroalgas	Fitoplancton	Suma prods. primarios	Referencia
Bahía San Quintín	42	2.0	151 / 4541 (26 / 88%)	424 / 57 (73 / 11%)	8 / 3 (1 / < 1%)	583 / 5141	Este estudio
Lower Laguna Madre (Texas)	699	< 2.0	59061 (69%)	2588 (30%)	99 (1%)	8593	Kaldy <i>et al.</i> 2002
Yaquina Bay 2 (Oregon)	13	2.6 (44%)	164 (49%)	181 (7%)	24	369	Kentula y de Witt 2003
Willapa Bay 3 (Washington)	238	4.9	882	n.d.	504	n.d.	Thom <i>et al.</i> 2003
Coos Bay 3 (Oregon)	34	4.3	90	n.d.	26	n.d.	Thom <i>et al.</i> 2003

n.d. información no disponible para realizar el cálculo

<sup>1</sup>Stock de C calculado con base en la biomasa foliar máxima para verano de 1987, año en que la biomasa máxima de *Zostera marina* fue particularmente baja (ver capítulo de Ibarra-Obando *et al.* 2006, en esta misma publicación).

<sup>2</sup> Stocks calculados con base en las biomásas medias anuales de pastos y fitoplancton para 1999, y en la biomasa de macroalgas para verano de 1999.

<sup>3</sup> Stocks de pastos y macroalgas calculados con base en biomásas de julio de 1999 y stock de fitoplancton calculado con base en el valor medio de concentraciones de clorofila *a* para los veranos de 1998 y 1999.

<sup>4</sup> Stock de pastos calculado con base en la media de biomásas para el periodo de julio-agosto de los años 1998 al 2001. Stocks de fitoplancton calculados con base en el valor medio de concentraciones de clorofila *a* para junio-septiembre de 1999 y 2000 en Willapa Bay (Ruesink *et al.* 2003) y para junio-septiembre 1996 en Coos Bay (Roegner y Shanks 2001).

## AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fue financiada por el Fondo Sectorial SEP-CONACyT al proyecto D40144-F

## BIBLIOGRAFÍA

- Aveytua-Alcázar L. 2002. Carbono orgánico disuelto en Bahía San Quintín. Tesis de maestría. Universidad Autónoma de Baja California, México. 68 pp.
- Camacho-Ibar VF, Carriquiry JD, Smith SV. 2003. Non-conservative P and N fluxes and net ecosystem production in San Quintin Bay, México. *Estuaries* 26: 1220–1237.
- Cabello-Pasini A, Muñiz-Salazar R, Ward DH. 2003. Annual variations of biomass and photosynthesis in *Zostera marina* at its southern end of distribution in the North Pacific. *Aquat. Bot.* 76: 31–47.
- Fujita RM, Wheeler P, Edwards RL. 1989. Assessment of macroalgal nitrogen limitation in a seasonal upwelling region. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 53: 293–303.
- Fourqurean JW, Moore TO, Fry B, Hollibaugh JT. 1997. Spatial and temporal variation in C:N:P ratios,  $\delta^{15}\text{N}$ , and  $\delta^{13}\text{C}$  of eelgrass *Zostera marina* as indicators of ecosystem processes, Tomales Bay, California, USA. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 157: 147–157.
- Gacia E, Duarte CM, Middelburg JJ. 2002. Carbon and nutrient deposition in a Mediterranean seagrass (*Posidonia oceanica*) meadow. *Limnol. Oceanogr.* 47: 23–32.
- Hernández-Ayón JM, Camacho-Ibar VF, Mejía-Trejo A, Cabello-Pasini A. 2007 (este volumen). Variabilidad del  $\text{CO}_2$  total durante eventos de surgencias en Bahía San Quintín, Baja California, México. En: Hernández-de-laTorre B, Gaxiola-Castro G (eds.), *Carbono en ecosistemas marinos de México*. INE, SEMARNAT, CICESE, México. Pp. 187–200.
- Ibarra-Obando SE, Aguilar-Rosas R. 1985. Drift and epiphytic macroalgae associated with *Zostera marina* L. in San Quintin Bay (B.C., Mexico) during summer–autumn 1982: Biomass and taxonomic composition. *Cienc. Mar.* 11: 89–104.
- Ibarra-Obando S, Camacho-Ibar VF, Carriquiry JD, Smith SV. 2001. Upwelling and lagoonal ecosystems of the dry Pacific coast of Baja California. En: Seeliger U, Kjerfve B (eds.), *Coastal Marine Ecosystems of Latin America*. Springer-Verlag, Alemania. Pp. 315–329.
- Ibarra-Obando SE, Smith SV, Poumian-Tapia M, Camacho-Ibar VF, Carriquiry JD, Montes-Hugo M. 2004. Benthic metabolism in San Quintin Bay, Baja California, Mexico. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 283: 99–112.
- Ibarra-Obando SE, Solana-Arellano E, Poumian-Tapia M. 2007 (este volumen). El

- papel de *Zostera marina* en el ciclo del carbono en Bahía San Quintín, Baja California. En: Hernández-de la Torre B, Gaxiola-Castro G (eds.), *Carbono en ecosistemas marinos de México*. INE, SEMARNAT, CICESE, México. Pp. 201-213.
- Kaldy JE, Onuf ChP, Eldridge PM, Cifuentes LA. 2002. Carbon budget for a subtropical seagrass dominated coastal lagoon: how important are seagrasses to total ecosystem net primary production? *Estuaries* 25: 528-539.
- Kentula ME, DeWitt TH. 2003. Abundance of seagrass (*Zostera marina* L.) and macroalgae in relation to the salinity-temperature gradient in Yaquina Bay, Oregon, USA. *Estuaries* 26: 1130-1141.
- Lara-Lara JR, Alvarez-Borrego S, Small LF. 1980. Variability and tidal exchange of ecological properties in a coastal lagoon. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 11: 613-637.
- McGlathery KJ, Anderson IC, Tyler AC. 2001. Magnitude and variability of benthic and pelagic metabolism in a temperate coastal lagoon. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 216: 1-15.
- Ortiz-Hernández MC. 2006. Contribución de las interacciones abióticas a los flujos no-conservativos del fósforo inorgánico disuelto en la Bahía de San Quintín, B.C. Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Baja California, México. 136 pp.
- Parsons TR, Takahashi M, Hargrave B. 1984. *Biological Oceanographic Processes*. Pergamon, Oxford. 330 pp.
- Pennington JT, Chávez FP. 2000. Seasonal fluctuations of temperature, salinity, nitrate, chlorophyll and primary production at station H3/M1 over 1989-1996 in Monterey Bay, California. *Deep-Sea Res. II* 47: 947-973.
- Poumian-Tapia M, Ibarra-Obando SE. 1999. Demography and biomass of the seagrass *Zostera marina* in a Mexican coastal lagoon. *Estuaries* 22: 879-889.
- Rodríguez-Cardozo L. 2004. Evaluación del nitrógeno orgánico disuelto en los balances de nitrógeno en Bahía San Quintín, B.C. Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma de Baja California. 58 pp.
- Roegner GC, Shanks AL. 2001. Import of coastally-derived chlorophyll a to South Slough, Oregon. *Estuaries* 24: 244-256.
- Ruesink JL, Roegner GC, Dumbauld BR, Newton JA, Armstrong DA. 2003. Contributions of coastal and watershed energy sources to secondary production in a northwestern Pacific estuary. *Estuaries* 26: 1079-1093.
- Thom RM, Borde AB, Rumrill S, Woodruff DL, Williams GD, Southard, Sargeant SL. 2003. Factors influencing spatial and annual variability in eelgrass (*Zostera marina* L.) meadows in Willapa Bay, Washington, and Coos Bay, Oregon, estuaries. *Estuaries* 26: 1117-1129.
- Valiela I, McClelland J, Hauxwell J, Behr PJ, Hersh D, Foreman K. 1997. Macroalgal blooms in shallow estuaries: Controls and ecophysiological and ecosystem consequences. *Limnol. Oceanogr.* 42: 1105-1118.



- Ward D, Morton A, Tibbits T, Douglass D, Carrera-González E. 2003. Long-term change in eelgrass distribution at Bahía San Quintín, Baja California, México, using satellite imagery. *Estuaries* 26: 1529–1539.
- Zaytsev O, Cervantes-Duarte R, Montante O, Gallegos-García A. 2003. Coastal upwelling activity on the Pacific shelf of the Baja California Peninsula. *J. Oceanogr.* 59: 489–502.

## 25 FLUJO DE CO<sub>2</sub> OCÉANO-ATMÓSFERA EN BAHÍA DE TODOS SANTOS, BAJA CALIFORNIA, DURANTE UN FLORECIMIENTO ALGAL

*M.D. Martínez-Gaxiola, J.L. Peña-Manjarrez, G. Gaxiola-Castro, M.E. De La Cruz-Orozco y J. García-Córdova*

### INTRODUCCIÓN

Dado que en el ambiente marino ocurre aproximadamente el 80% de la producción biológica a escala global, se han propuesto diversas hipótesis sobre la importancia de este ambiente como un posible regulador de las concentraciones de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) en la atmósfera al tener la capacidad de captar el CO<sub>2</sub> atmosférico y llevarlo hacia las zonas profundas del océano (Sarmiento y Toggweiler 1984). En este contexto, la identificación y el estudio de áreas costeras que funcionan como fuente o sumidero de CO<sub>2</sub> es esencial para la comprensión del ciclo global de este gas de invernadero y de su grado de afectación.

Si bien la información sobre los flujos océano-atmósfera de CO<sub>2</sub> en la franja costera es insuficiente y dispersa, se reconoce que estas zonas presentan los mayores intervalos de variación temporal en los valores de la presión parcial de CO<sub>2</sub> en la superficie marina (pCO<sub>2mar</sub>) como consecuencia de surgencias, frentes de marea, descargas de ríos, intercambio con sedimentos y procesos biológicos (Kempe 1982, Walsh 1988, Mackenzie *et al.* 1991, Wollast 1991). De este hecho surge la necesidad del monitoreo de la pCO<sub>2mar</sub>, no sólo en diferentes regiones geográficas, sino en diferentes situaciones biogeoquímicas.

Entre los procesos biológicos que inciden en la variabilidad de la pCO<sub>2mar</sub>, los florecimientos algales (FA) deben tener una contribución importante,

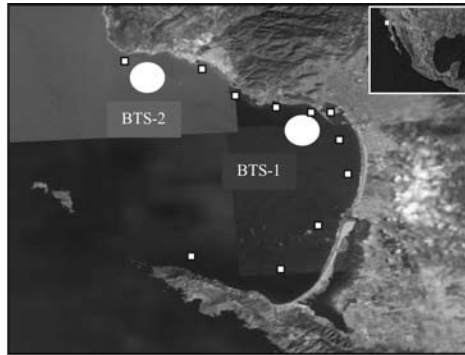
pero no se tiene idea de la magnitud de su influencia en el flujo de  $\text{CO}_2$  en la interfase océano-atmósfera. Durante un FA se produce gran cantidad de materia orgánica que es rápidamente oxidada por la comunidad bacteriana, provocando un aporte significativo de  $\text{CO}_2$  a la columna de agua. Este aporte incide en la magnitud de la  $p\text{CO}_{2\text{mar}}$  que puede llegar a ser mayor que la presión parcial del  $\text{CO}_2$  atmosférico ( $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ ), induciendo que el flujo de este gas sea desde la superficie marina hacia la atmósfera adyacente. La gran interrogante es el orden de magnitud que puede alcanzar este proceso.

En los últimos 10 años, los FA dentro de la Bahía de Todos Santos, Baja California, se han incrementado en frecuencia e intensidad (Peña-Manjarrez *et al.* 2005). En abril de 2005 se inició un FA caracterizado por manchas que cubrieron grandes extensiones dentro y hacia el norte de la bahía. Este evento permaneció hasta septiembre del mismo año con grandes fluctuaciones en su abundancia y extensión. En el mes de junio se realizó un crucero orientado a responder las siguientes interrogantes: ¿Qué niveles de  $p\text{CO}_{2\text{mar}}$  produce un FA? ¿Cómo altera el flujo de  $\text{CO}_2$ ? ¿Qué modelo conceptual se apega a la relación que se presenta entre  $p\text{CO}_{2\text{mar}}$ , nutrientes, fitoplancton y oxígeno disuelto?

## LOS MÉTODOS

Los días 29 y 30 de junio de 2005 se realizó un crucero oceanográfico dentro de la Bahía de Todos Santos, BC, a bordo del B/O Francisco de Ulloa del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). La medición de variables y parámetros fisicoquímicos y biológicos se realizó en dos áreas de la bahía donde el FA era más evidente. Las estaciones de trabajo se denominaron BTS-1 y BTS-2, cuyas coordenadas fueron 31.843°N, 116.645°W y 31.8941°N, 116.7395°W, respectivamente (fig. 1). En ambas estaciones se midió en forma continua la  $p\text{CO}_{2\text{mar}}$  en agua subsuperficial con un analizador infrarrojo de  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  LICOR 6262 ([http://www.aoml.noaa.gov/oce/pco2/System\\_Description\\_MBARI.pdf](http://www.aoml.noaa.gov/oce/pco2/System_Description_MBARI.pdf)) alimentado con una toma de agua ubicada a 2 m por debajo de la superficie marina. En total se efectuaron 22 lances de CTD al cual se le acopló un sensor de oxígeno disuelto, generando perfiles de salinidad, temperatura y oxígeno. Se recolectaron 75 muestras de agua de mar obtenidas a 0, 3 y 10 m de profundidad para análisis de fitoplancton y de nutrientes. Estas profundidades se eligieron a partir de la experiencia del programa de monitoreo de FA de la Dirección General de Educación en Ciencia y Tecnología del Mar (DGECyTM) en la Bahía de Todos Santos y corresponden a los niveles en los que se pueden encontrar los

Figura 1. Ubicación de las áreas de muestreo dentro de la Bahía de Todos Santos, BC. Los cuadrados blancos indican la posición de las estaciones en las que el Programa Nacional de Monitoreo de Florecimientos Algales de la DGE CyTM realiza mensualmente análisis de fitoplancton (identificación y abundancia). Los círculos blancos (BTS-1 y BTS-2) son las estaciones donde se muestreó el 29 y 30 de junio de 2005



dinoflagelados durante el florecimiento en una variación diurna. Las muestras fueron preservadas con solución concentrada de lugol-acetato, una réplica de cada muestra se fijó con solución de formaldehído al 4% para preservar las estructuras blandas de los dinoflagelados atecados (las muestras se encuentran depositadas en la colección de dinoflagelados del Centro de Estudios Tecnológicos de Ensenada). Las células del fitoplancton se identificaron y cuantificaron por el método de Utermöhl (1958) con un microscopio invertido Olympus CK-42 (400X). Las concentraciones de nutrientes inorgánicos (nitratos + nitritos, fosfatos y silicatos) fueron determinadas por medio de un autoanalizador Skalar San Plus System II, bajo el principio de medición de la absorbancia inducida por complejos cromáticos (Eaton *et al.* 2005). Con el propósito de analizar la variación del fitoplancton durante el periodo que permaneció el florecimiento (abril–septiembre de 2005) en este trabajo también se utilizaron los datos mensuales de abundancias celulares registradas por el programa de la DGE CyTM en 10 estaciones fijas dentro de la bahía (fig.1) para el segmento de 0 a 3 m (<http://fans.cicese.mx>).

Con la finalidad de tener una idea del área de cobertura del FA se elaboraron compuestos RGB (imágenes con pseudocolores elaborados a partir de las bandas roja, verde y azul) de la bahía a partir de imágenes nivel 1-B del sensor de color satelital MODIS-Terra, con resolución espacial de 1, 0.5 y 0.25

km, obtenidas del centro de distribución de datos de la National Atmospheric and Space Administration (NASA) (<http://daac.gsfc.nasa.gov/data/dataset/MODIS/index.html>). Para procesarlas se usó el programa Windows Image Manager (WIM).

El flujo de  $\text{CO}_2$  océano-atmósfera ( $\text{FCO}_2$ ) se estimó mediante el modelo:  $\text{FCO}_2 = kw K_0 (\Delta p\text{CO}_2)$ , donde  $kw$  es el coeficiente de transferencia gaseoso determinado en función de la velocidad del viento (Wanninkof 1992), usando la velocidad media del viento reportada por la estación meteorológica conjunta de Servicios Portuarios y CICESE (<http://www.serport.com/sauzal/>) equivalente a  $5 \text{ m s}^{-1}$ ;  $K_0$  es el coeficiente de solubilidad del  $\text{CO}_2$  estimado en función de la salinidad y la temperatura (Millero 1995);  $\Delta p\text{CO}_2$  es la diferencia entre las presiones parciales del  $\text{CO}_2$  en el mar y en la atmósfera ( $p\text{CO}_{2\text{mar}} - p\text{CO}_{2\text{atm}}$ ).

La  $p\text{CO}_{2\text{atm}}$  se obtuvo de las mediciones realizadas en la estación meteorológica de Mauna Loa, Hawaii (<http://cdiac.ornl.gov/ftp/trends/co2/maunaloa.co2>). En este modelo, los valores positivos de  $\Delta p\text{CO}_2$  implican el posible flujo de  $\text{CO}_2$  de la superficie marina hacia la atmósfera.

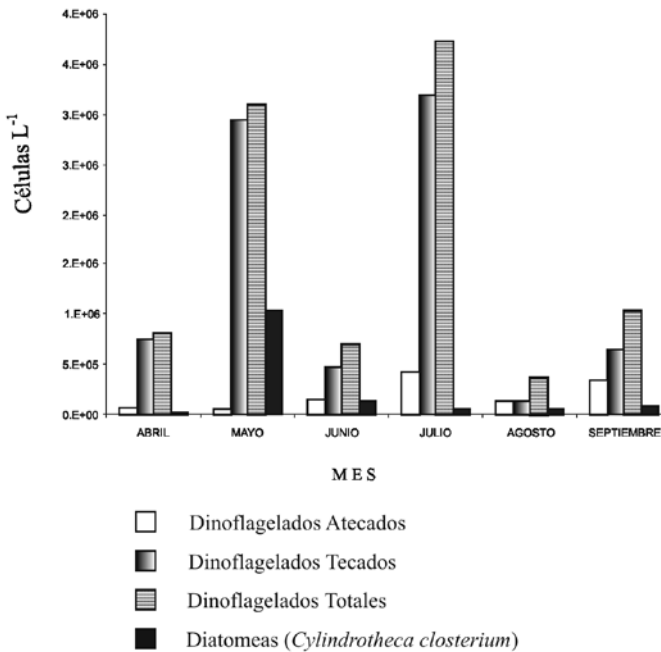
## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El evento de florecimiento algal de 2005 se evidenció a partir del segundo día de abril y permaneció hasta septiembre, con fluctuaciones evidentes en su extensión, intensidad y sucesión de especies. En un principio las especies dominantes fueron dinoflagelados tecados (*Lingulodinium polyedrum*, *Ceratium furca*, *C. fusus*, *Dinophysis* spp. y *Prorocentrum micans*). A partir de la segunda mitad de junio, las especies dominantes fueron dinoflagelados atecados de los géneros *Karenia*, *Gymnodinium*, *Gyrodinium* y *Amphydinium*, que se caracterizan por ser mixótrofos facultativos (Elbrächter 1991). Un mixótrofo facultativo puede crecer como fotótrofo utilizando la luz como fuente de energía y nutrientes inorgánicos como fuente de material de crecimiento, o como heterótrofo utilizando moléculas orgánicas como fuente de energía y material de crecimiento (Skovgaard 1998). En el presente trabajo no fue posible evaluar los efectos de la mixotrofia en la producción y consumo de carbono orgánico (procesos que inciden en los niveles de carbono inorgánico en la columna de agua); sólo se puede afirmar que esta habilidad de combinar fototrofia y heterotrofia de forma facultativa confiere a los organismos mayor capacidad de sobrevivir, crecer y reproducirse, con eficacia tal que sus florecimientos permanecen por largos periodos.

Los promedios de las abundancias celulares (0 a 3 m) para el periodo abril-septiembre de 2005 se presentan en la figura 2. En abril las especies

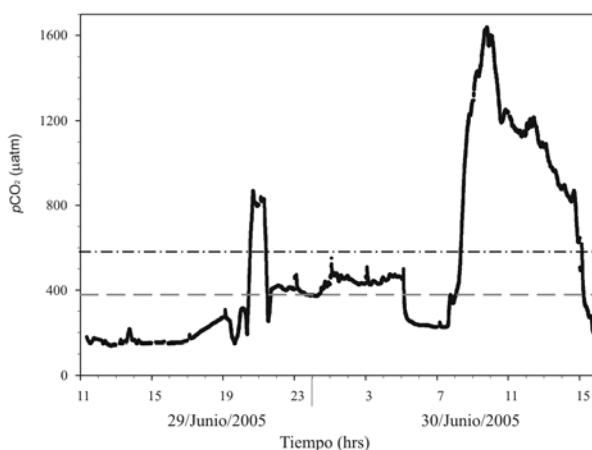
dominantes fueron dinoflagelados tecados (*L. polyedrum*, *P. micans*, *C. furca*, *C. fusus* y *Dinophysis* spp.), con abundancias en el orden de  $8.0 \times 10^5$  células l<sup>-1</sup> y valores de clorofila *a* (Chl *a*) en el intervalo de 6 a 23 mg m<sup>-3</sup>. En mayo y julio se registraron las máximas abundancias de dinoflagelados, promediando de  $3.4 \times 10^6$  células l<sup>-1</sup> y promedios de Chl *a* de 79.20 mg m<sup>-3</sup>. La presencia de la diatomea *Cylindrotheca closterium* se incrementó de manera importante en mayo, alcanzando abundancias del orden de  $1 \times 10^6$  células l<sup>-1</sup>. A finales de junio (fecha en la cual se realizó el crucero) las abundancias celulares disminuyeron a valores del orden de  $4.7 \times 10^5$  células l<sup>-1</sup>, con una contribución media de 25% de dinoflagelados atecados (*Karenia*, *Gymnodinium*, *Gyrodinium* y *Amphydinium*) y promedios de Chl *a* de 14.43 mg m<sup>-3</sup>.

Figura 2. Valores medios de las abundancias celulares de dinoflagelados y diatomeas durante el periodo del florecimiento abril–septiembre de 2005 en las estaciones del Programa Nacional de Monitoreo de Florecimientos Algales de la DGECyTM (segmento de 0 a 3 m, en las 10 estaciones)



La  $p\text{CO}_{2\text{mar}}$  mostró una media de  $580 \mu\text{atm}$  durante el periodo de muestreo, oscilando desde valores menores a las  $200 \mu\text{atm}$ , hasta valores cercanos a las  $1600 \mu\text{atm}$  (fig. 3). Estos niveles generan magnitudes predominantemente positivas en la  $\Delta p\text{CO}_2$ , implicando flujos de  $\text{CO}_2$  de la superficie de la bahía hacia la atmósfera. Esta situación resulta muy significativa al compararla con las estimaciones de  $p\text{CO}_{2\text{mar}}$  realizadas en cruceros semestrales por la Facultad de Ciencias Marinas de la UABC en ausencia de FA ( $p\text{CO}_{2\text{mar}} = f[\text{pH}, \text{alcalinidad}, \text{salinidad y temperatura}]$ ), que han resultado sistemáticamente en  $\Delta p\text{CO}_2$  negativas, implicando flujos en sentido inverso, de la atmósfera hacia el océano (<http://oceanologia.ens.uabc.mx/~cruceros>). De La Cruz-Orozco *et al.* (2007, en este volumen) reportan valores de  $\Delta p\text{CO}_2$  entre  $25$  y  $30 \mu\text{atm}$  en la región oceánica frente a la Bahía de Todos Santos (línea 100 del programa IMECOCAL) en abril y julio de 2005, niveles que si bien son promotores de flujos hacia la atmósfera, son menores en un orden de magnitud que los registrados en el FA dentro de la bahía. Las magnitudes de  $p\text{CO}_{2\text{mar}}$  medidas durante el FA son comparables con condiciones estuarinas, para las que se reportan mediciones de  $500$  a  $2700 \mu\text{atm}$  ante concentraciones de materia

Figura 3.  $p\text{CO}_{2\text{mar}}$  superficial medida en la Bahía de Todos Santos durante el florecimiento algal. Las abscisas representan la serie de datos de las mediciones a bordo del B/O Francisco de Ulloa el 29 y 30 de junio de 2005. La línea horizontal discontinua (---) representa el nivel de  $p\text{CO}_2$  en la atmósfera ( $370 \mu\text{atm}$ ); y la línea horizontal en punto y raya (- · -) representa la media de la  $p\text{CO}_{2\text{mar}}$  durante el muestreo. Las mediciones en la estación BTS-2 iniciaron a partir de las 7:30 hrs del 30 de junio



orgánica suspendida de 250 a 750 mg l<sup>-1</sup> (Frankignoulle *et al.* 2001). La variabilidad de los valores de pCO<sub>2mar</sub> obtenidos durante el crucero se atribuye a la heterogeneidad del evento en las dos estaciones estudiadas.

El valor del FCO<sub>2</sub> neto (diferencia entre los flujos de la superficie marina a la atmósfera y viceversa) fue de 13.55 mmol CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>. Si se consideran sólo los FCO<sub>2</sub> hacia la atmósfera, la media es de 24.17 mmol C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>. Para estimar el efecto del FA en la exportación de CO<sub>2</sub> (de la superficie marina hacia la atmósfera) se necesita partir de dos suposiciones: (1) el área media afectada por el florecimiento fue el 20% de la bahía (23.2 km<sup>2</sup>); (2) el flujo neto de CO<sub>2</sub> calculado es aplicable para esta área en un tiempo del orden de semanas. Suponer que, en promedio, el 20% del área de la bahía estuvo afectada durante el periodo que permaneció el evento resulta muy conservador ante lo que muestran imágenes obtenidas del sensor satelital MODIS-Terra para días anteriores y posteriores al periodo de muestreo, en las que se aprecia a la totalidad de la bahía afectada por el FA (fig. 4). Por otra parte, la segunda suposición es mucho más compleja e incierta, puesto que implica homogeneidad en las condiciones bióticas y abióticas que afectan el flujo de CO<sub>2</sub>, o bien condiciones cambiantes en estas variables en sentido y magnitud tales que

Figura 4. Extensión de la mancha del florecimiento algal, en verde, en la Bahía de Todos Santos el 6 de julio de 2005 (compuesto RGB a partir de imágenes con resolución espacial de 1, 0.5 y 0.25 km del sensor MODIS-Terra). Esta es la fecha más cercana al periodo del crucero para la que se tuvo ausencia de nubes y/o neblina, las cuales impiden la visualización del área a partir del sensor satelital





resulten en los mismos flujos estimados para el crucero. Aún así, para tener una primera aproximación a la exportación de  $\text{CO}_2$  en estas condiciones, aplicando el  $\text{FCO}_2$  neto se obtiene que la bahía llegó a exportar  $97 \text{ t CO}_2 \text{ semana}^{-1}$  hacia la atmósfera durante el FA. Este resultado no debe interpretarse como el prevaleciente durante el evento de 2005, puesto que además de la variabilidad en las condiciones físicas, las condiciones bióticas impactadas directamente por el florecimiento (biomasa fitoplanctónica, tasa fotosintética, pastoreo, cantidad de materia orgánica, tasa de respiración, etc.) debieron oscilar considerablemente en el tiempo. Para reducir la incertidumbre al estimar la variabilidad en los factores que inciden en la  $\text{pCO}_2$ , y por ende en el flujo de este gas, es indispensable un mayor esfuerzo de muestreo de las variables y parámetros aquí revisados antes, durante y después de un FA.

La variabilidad de la  $\text{pCO}_{2\text{mar}}$  se explicó en forma significativa ( $\alpha = 0.05$ ) por la concentración de oxígeno disuelto y los nutrientes inorgánicos medidos a 3 m de profundidad. No se encontró ninguna relación estadísticamente significativa con el número total de células de dinoflagelados (*L. polyedrum*, *C. furca*, *C. fusus*, *P. micans*, *Dinophysis* spp., *Gymnodinium* spp., *Gyrodinium* spp y *Aphydinium* spp.) y diatomeas (*Cylindrotheca closterium*) (tabla 1). Este hecho se puede atribuir a que, si bien la actividad de la comunidad fitoplanctónica (fotosíntesis-respiración) debe estar modificando los niveles de  $\text{CO}_2$  en la columna de agua, las concentraciones de este gas deben estar gobernadas principalmente por la oxidación bacteriana de la materia orgánica producida por el florecimiento algal.

Tabla 1. Correlación de variables químicas y biológicas con la  $\text{pCO}_{2\text{mar}}$  ( $\alpha = 0.05$ ). Las unidades usadas para cada variable son:  $\mu\text{atm}$  para la  $\text{pCO}_{2\text{mar}}$ ;  $\text{cél l}^{-1}$  para los grupos fitoplanctónicos;  $\mu\text{M}$  para los nutrientes inorgánicos

Par de variables (medidas a una profundidad de 2 a 3 m)	$r^2$	Nivel- p
$\text{pCO}_{2\text{mar}}$ – Células de dinoflagelados	0.005	0.772
$\text{pCO}_{2\text{mar}}$ – Células de diatomeas	0.042	0.389
$\text{pCO}_{2\text{mar}}$ – (Dinoflagelados + diatomeas)	0.002	0.844
$\text{pCO}_{2\text{mar}}$ – Oxígeno disuelto	-0.255*	0.023
$\text{pCO}_{2\text{mar}}$ – Nitratos + Nitritos	0.446*	0.009
$\text{pCO}_{2\text{mar}}$ – Fosfatos	0.386*	0.018
$\text{pCO}_{2\text{mar}}$ – Silicatos	0.570*	0.002

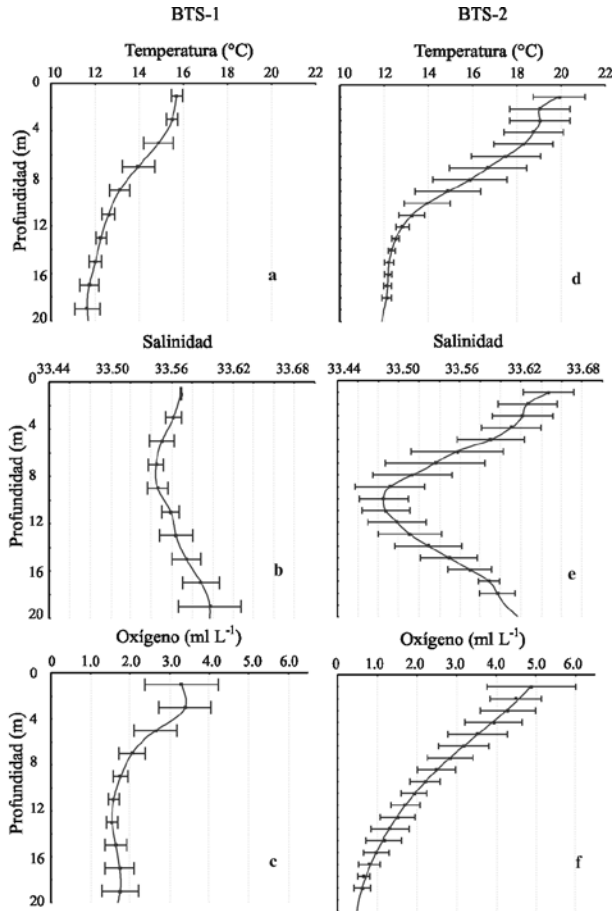
\* Coeficientes de determinación estadísticamente significativos.

La relación N:P en promedio fue de 1.6, y si bien no se espera que en zonas costeras se cumplan en sentido estricto las razones de Redfield (N:P = 16), la diferencia de un orden de magnitud debe tomarse en cuenta. Esta proporción elemental puede deberse a que sólo se midieron las especies oxidadas del nitrógeno (NO<sub>2</sub><sup>-</sup> y NO<sub>3</sub><sup>-</sup>), y tal vez el amonio (NH<sub>4</sub><sup>+</sup>) estuvo presente en cantidades considerables por tratarse de un producto nitrogenado más inmediato en la respiración bacteriana, lo que concuerda con el escenario de altas tasas de oxidación de materia orgánica planteado anteriormente. Se descarta la posible utilización de NO<sub>3</sub><sup>-</sup> en la oxidación bacteriana como proceso que explique la baja razón N:P, dado que las condiciones subóxicas (<1.0 ml O<sub>2</sub> l<sup>-1</sup>) se detectaron siempre por debajo de la termoclina, y aunque en la capa de mezcla (que varía entre 5 y 7 m en las dos estaciones) prevalecieron niveles de oxígeno por debajo de la concentración de saturación para los valores medios de salinidad y temperatura en las estaciones BTS-1 y BTS-2 (5.7 y 5.4 ml O<sub>2</sub> l<sup>-1</sup> respectivamente), se trata de concentraciones que no inducirían el uso del NO<sub>3</sub><sup>-</sup> como donador de electrones (fig. 5a, c, d, f).

Es factible proponer un modelo conceptual cuyos componentes concuerden con los resultados arriba descritos. Durante el desarrollo del FA las abundancias celulares alcanzaron un primer máximo en mayo, con una alta producción de biomasa en términos de Chl *a*. Los exudados extracelulares de esta comunidad a su inicio, y el posterior decaimiento en la abundancia de células vegetativas (lisis celular) hacia finales de junio, pudieron incrementar la presencia de altas concentraciones de materia orgánica disuelta y particulada (MOD y MOP). Esto promovió el desarrollo de una comunidad bacteriana responsable de la elevada tasa de oxidación de materia orgánica, con la consecuente disminución del oxígeno disuelto, el incremento de la pCO<sub>2mar</sub> y el reciclaje de nutrientes, mismos que pudieron promover un segundo máximo en el desarrollo del FA hacia julio. El proceso de oxidación bacteriana puede estar actuando en sinergia con la respiración autotrófica para provocar el incremento de la pCO<sub>2mar</sub>.

Lo anterior sugiere la existencia de un desfase entre la tasa de oxidación de la materia orgánica y el crecimiento de la comunidad fitoplanctónica, siendo ésta una de las razones por las que no se encuentran relaciones estadísticamente significativas ( $\alpha = 0.05$ ) entre abundancias celulares y niveles de pCO<sub>2mar</sub>. Entonces, la oxidación bacteriana de la materia orgánica puede ser la principal responsable de los niveles de nutrientes inorgánicos en la columna de agua, atenuándose la varianza explicada ( $r^2$ ) entre estas dos variables por la influencia de fenómenos físicos de advección vertical y horizontal.

Figura 5. Perfiles de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto a partir de lances de CTD en las estaciones BTS-1 (a,b y c) y BTS-2 (d,e y f). Las barras horizontales representan una desviación estándar



La relación silicatos- $p\text{CO}_{2\text{mar}}$  presentó la mayor significancia estadística y el mayor porcentaje de varianza explicada, lo cual podría sugerir no sólo la remineralización de este nutriente, sino concordar con el planteamiento que a otro nivel hacen Milligan y Morel (2002) acerca de que el incremento en la  $p\text{CO}_{2\text{mar}}$  puede controlar el flujo de sílice extracelular, contribuyendo a la

regulación del sistema amortiguador del pH para que la anhidrasa carbónica realice la conversión del ión bicarbonato a CO<sub>2</sub>.

Finalmente, debe resaltarse la necesidad de que este tipo de trabajos se multiplique para obtener un mejor panorama del impacto que ejercen los florecimientos del fitoplancton en el balance de CO<sub>2</sub> atmósfera-océano en las zonas costeras. Se deben realizar en paralelo investigaciones sobre las respuestas ecofisiológicas de las microalgas marinas, su capacidad fotosintética y su crecimiento, asociados a la transferencia de CO<sub>2</sub> (océano-atmósfera), y el posible efecto de éstas sobre la disponibilidad de nutrientes.

## CONCLUSIÓN

Los niveles de pCO<sub>2mar</sub> alcanzaron niveles del orden de 10<sup>3</sup> µatm en áreas de la Bahía de Todos Santos afectadas por el FA a fines de junio de 2005. Estos niveles implican que los procesos biológicos asociados al florecimiento algal tienen el potencial de promover que la bahía exporte CO<sub>2</sub> hacia la atmósfera en el orden de decenas de toneladas de carbono por semana. Para lograr una mejor comprensión del impacto de los FA en los FCO<sub>2</sub> dentro de la bahía, es indispensable incrementar los esfuerzos en los muestreos antes, durante y después de estos eventos.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se llevó a cabo con los apoyos del CoSNET a los proyectos 901.05-P, 98.04-P y de la SEMARNAT al proyecto 2004-C01-62.

## BIBLIOGRAFÍA

- Eaton AD, Clesceri L, Rice E, Greenberg A, Franson M (eds.). 2005. *Standard Methods for Examination of Water and Wastewater*. 21th. Edition. APHA, AWWA, WEF. 1325 pp.
- Elbrächter M. 1991. Food uptake mechanisms in phagotrophic dinoflagellates and classification. En: Patterson R, Larsen J (eds.), *The Biology of Free-living dinoflagellates*. *J. System. Assoc.* 45: 303–312.
- Frankignoulle M, Borgues A, Biondo R. 2001. A new design of equilibrator to monitor carbon dioxide in highly dynamic and turbid environments. *Wat. Res.* 5: 1344–1347.
- Kempe S. 1982. Valdivia Cruise, October 1981: carbonate equilibria in the Estuaries of Elbe, Weser, Ems and in the Southern German Bight. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg* 52: 719–742.

- Mackenzie FT, Brewers JM, Charlson RJ, Hoffman EE, Knauer GA, Kraft JC, Nothig EM, Quack B, Walsh JJ, Whitfield M, Wollast RM. 1991. What is the importance of coastal margins processes in Global Change? En: Mantoura RF, Martin JM, Wollast RM (eds.), *Ocean Margin Processes in Global Change*. John Wiley and Sons, Chichester. Pp. 433–454.
- Millero FJ. 1995. Thermodynamics of the carbonate system in seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43: 1651–1661.
- Milligan AJ, Morel FM. 2002. A proton buffering role for silica in diatoms. *Science* 297: 1848–50.
- Peña-Manjarrez JL, Helenes J, Gaxiola-Castro G, Orellana-Cepeda E. 2005. Dinoflagellate cyst and bloom events at Todos Santos Bay, Baja California, Mexico, 1999-2000. *Cont. Shelf Res.* 25: 1375–1393.
- Sarmiento JL, Toggweiler JR. 1984. A new model for the role of the ocean in determining atmospheric  $p\text{CO}_2$ . *Nature* 308: 621–624.
- Sutherland TF, Leonard C, Taylor FJ. 1992. A segmented integrating pipe sampler for profiling the upper water column. *J. Plank. Res.* 14: 915–923.
- Skovgaard A. 1998. Role of chloroplast retention in a marine dinoflagellate. *Aq. Microb. Ecol.* 15: 293–301.
- Utermöhl H. 1958. Zur Vervollkommung der quantitativen Phytoplankton Methodik. *Mitt. Int. Ver. Theor. angew. Limnology* 9: 1–38
- Walsh JJ. 1988. *On the Nature of Continental Shelves*. Academic Press, New York. 520 pp.
- Wanninkhof R. 1992. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *J. Geophys. Res.* 97: 7373–7382.
- Wollast R. 1991. The Coastal Carbon Cycle: Fluxes, Sources and Sink. En: Mantoura RF, Martin JM, Wollast RM (eds.), *Ocean Margin Processes in Global Change*. John Wiley and Sons, Chichester. Pp. 365–382.

## 26 FLUJO VERTICAL DE MATERIA ORGÁNICA PARTICULADA EN LA REGIÓN CENTRAL DEL GOLFO DE CALIFORNIA

---

*J.R. Lara-Lara, J. García-Pámanes y C. Bazán-Guzmán*

### INTRODUCCIÓN

Entender el destino de la materia orgánica particulada (MOP) y en particular de las fracciones de carbono orgánico particulado (COP) y nitrógeno orgánico particulado generado en las aguas superficiales de los océanos, es importante por dos razones principales: primero, la calidad y la cantidad de carbono y nitrógeno orgánico que es sedimentado por debajo de las capas superficiales es de vital importancia para la vida heterotrófica por debajo de la zona eufótica (ZE) (Smetacek *et al.* 1978); y segundo, el flujo vertical de partículas biogénicas en la ZE representa un proceso central en el ciclo del carbono (Miquel *et al.* 1994). Éste en particular constituye la componente principal de la bomba biológica para secuestrar el dióxido de carbono atmosférico. Por ello, actualmente existe mucho interés en conocer el rol que juega el océano como sumidero de uno de los gases de invernadero más determinantes en el cambio climático global, el dióxido de carbono (Sarmiento y Siegenthaler 1992), que es transportado hacia las aguas profundas en gran parte como COP a través de la bomba biológica.

Generalmente el rango de las variaciones regionales y estacionales en la cantidad y composición de la materia sedimentada (medida con trampas de sedimentos) está en función de los procesos del sistema pelágico superior (Boyd y Newton 1995). La estructura y organización de la comunidad del

plancton es uno de los factores que controlan la producción exportada. La producción exportada incluye células de fitoplancton, heces fecales del zooplancton y otros productos de excreción (Miquel *et al.* 1994).

Las heces fecales de los copépodos han sido consideradas como el vehículo más importante para transportar carbono orgánico desde la ZE (Lampitt *et al.* 1990), así como también los copépodos son capaces de influenciar la materia fecal fragmentándola, ingiriéndola y reciclando parte del contenido de las heces fecales (Green *et al.* 1992).

La literatura reporta que los flujos de COP hacia abajo son entre 1.2 a 5 veces más grandes que los flujos contenidos en el zooplancton en su migración ascendente (Harding *et al.* 1987). Longhurst y Williams (1992) han reportado que la cantidad de carbono orgánico transportada por la migración de los copépodos es pequeña en comparación con el flujo de carbono orgánico exportado, vía partículas, desde los 200 m superiores de la columna de agua.

Entender y cuantificar los flujos de partículas por debajo de la capa de mezcla fue uno de los principales objetivos del programa de investigación JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study), con el propósito de evaluar el rol del océano en el secuestro de carbono a diferentes escalas de tiempo. Por lo tanto, evaluar la relación entre el flujo de exportación vertical y la producción primaria (PP) en diferentes ambientes oceánicos es de gran relevancia para entender el rol del ciclo del carbono marino en el cambio climático global.

El avance del conocimiento acerca de los factores que controlan la variabilidad temporal en los flujos de partículas en el océano ha sido posible gracias a los estudios de trampas de sedimentos realizados en diferentes ambientes marinos (i. e. Thunell *et al.* 1994, Thunell 1998, Smoak *et al.* 1999). Siegenthaler y Sarmiento (1993) han establecido que tales variaciones temporales en los flujos de exportación de carbono hacia el océano profundo es uno de los varios mecanismos que regulan el intercambio de CO<sub>2</sub> entre el océano y la atmósfera, proveyendo un mecanismo de retroalimentación entre la productividad del fitoplancton y el cambio climático global.

El Golfo de California es un ecosistema muy importante porque, a pesar de su tamaño pequeño, se ha reportado como un sumidero de silicio biogénico (Calvert 1966). Asimismo, regiones como el Golfo de California son áreas apropiadas para estudiar la variabilidad temporal de los flujos de partículas debido a los pronunciados cambios estacionales de sus condiciones hidrográficas y climáticas.

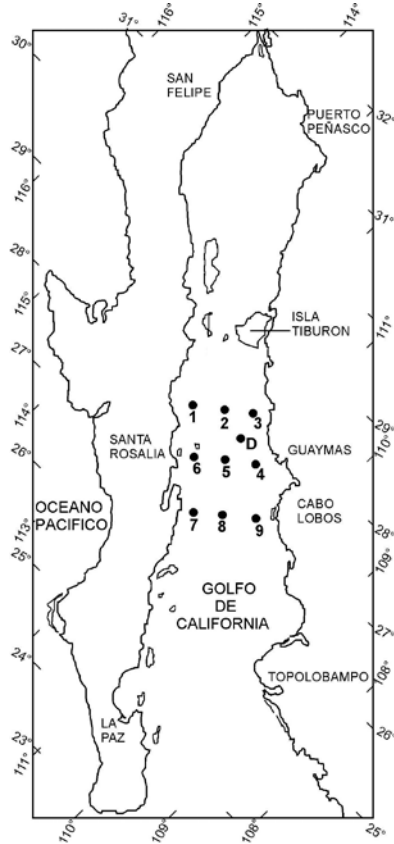
El objetivo de este trabajo fue cuantificar la variabilidad temporal de la MOP, y las fracciones de COP y NOP exportadas desde los 200 m superio-

res de la columna de agua hacia el fondo en la región central del Golfo de California.

### EL ÁREA DE ESTUDIO

El Golfo de California es la única cuenca de evaporación en la costa este del Océano Pacífico (Roden 1964); localizado en un ambiente árido entre la Península de Baja California y la región continental de México (fig. 1), mide cerca de 1,000 km de largo y 150 km de ancho, en promedio; su parte superior

Figura 1. Área de estudio y localización de las estaciones muestreadas. D es la localidad donde se colocó la trampa de sedimentación





está separada del golfo central por una serie de islas y su parte inferior está constituida por una serie de cuencas que van desde los 200 m hasta los 3000 m de profundidad. En su zona central ocurren procesos de mezcla por marea y surgencias estacionales durante invierno y primavera, y en las costas de la Península de Baja California ocurren surgencias en el verano (Badán-Dangón *et al.* 1985). Estos procesos producen en el golfo una excepcional productividad fitoplanctónica (Zeitzschel 1969), en contraste con la baja productividad de otros mares marginales en el mundo, como el Mar Rojo y el Mediterráneo. El ambiente físico químico y la productividad primaria del Golfo de California han sido reportados anteriormente por Alvarez-Borrego (1983) y Alvarez-Borrego y Lara-Lara (1991).

## MATERIALES Y MÉTODOS

Se realizaron cuatro cruceros oceanográficos a la región central del Golfo de California, durante otoño (4 al 15 de noviembre) de 1994, y primavera (22 de marzo al 7 de abril), verano (22 de agosto al 15 de septiembre) y otoño (21 de noviembre al 7 de diciembre) de 1995. Se cubrió una red de 9 estaciones distribuidas en tres transectos para medir la temperatura, salinidad, fluorescencia natural y concentración de clorofila *a* (Chl *a*). La distancia entre estaciones fue de 40 km, y entre transectos fue de 64 km. Se dispuso un arreglo de trampas de sedimentación en la cuenca de Guaymas (estación D) (fig. 1). La trampa de sedimentación fue usada para muestrear los flujos de partículas en los 200 m superiores de la columna de agua. Se hicieron perfiles de temperatura y salinidad con un CTD SeaBird, y de fluorescencia natural con un perfilador de fluorescencia natural PNF-300 (Biospherical Instruments, Inc.). Adicionalmente se tomaron muestras discretas de agua a 0, 10, 30, 50 y 100 m de profundidad para estimar la concentración de Chl *a*.

La trampa de sedimentación fue construida siguiendo el diseño del programa BATS (Bermuda Atlantic Time series Study), y consistió en tubos cilíndricos de PVC con un diámetro interno de 8.3 cm y 60.2 cm de longitud, con un área de recolección de 0.0054 m<sup>2</sup>. Para recolectar las partículas se utilizaron filtros de membrana de policarbonato de 0.8 µm de tamaño de poro y 90 mm de diámetro. Los detalles de limpieza, instalación, recuperación de las trampas y de los filtros fueron reportados anteriormente por García-Pámanes (1999).

El carbono y nitrógeno orgánico fueron medidos con un analizador de elementos CE440 (Leeman Labs Inc.). Para calcular el tiempo de residencia

del COP en las aguas superficiales se usó la relación empírica propuesta por Eppley *et al.* (1983).

La PP fue estimada por el método de fluorescencia natural (Chamberlin *et al.* 1989; Aguirre-Gómez 2002). En particular en el Golfo de California, Valdez Holguín *et al.* (1995) y García-Mendoza y Maske (1996) hicieron comparaciones entre el método de fluorescencia natural y el convencional del carbono 14, encontrando para esa región una relación estadísticamente significativa entre ambos métodos.

Para examinar las diferencias entre las estaciones del año se usó la prueba estadística no paramétrica U (Mann-Whitney) y un análisis de varianza de Kruskal-Wallis (Siegel 1979).

## RESULTADOS

Durante el otoño de 1994 la temperatura superficial media fue de 25.5°C (EE = 0.1), la profundidad de la ZE fue 40m (EE = 2), la concentración media de Chl *a* fue de 56.2 mg Chl *a* m<sup>-2</sup> (EE = 13.2) y la PP media 1.03 g C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (EE = 0.10). Durante la primavera la temperatura decreció a un promedio de 19.2°C (EE = 0.3), la profundidad de la ZE fue más superficial (promedio = 34 m, EE = 3), la concentración de Chl *a* promedió 85.9 mg Chl *a* m<sup>-2</sup> (EE = 19.5) y la PP promedió 1.70 gC m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (EE = 0.38). En el verano la temperatura se incrementó (promedio = 30.4°C, EE = 0.1), la profundidad de la ZE se incrementó (promedio = 56 m, EE = 9), y la concentración de la Chl *a* (promedio = 41.8 mg Chl *a* m<sup>-2</sup>, EE = 7.2) disminuyó con respecto a la primavera, al igual que la PP (promedio = 0.81 gC m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>, EE = 0.07). Durante el otoño la temperatura decreció (promedio = 20.8°C, EE = 0.2) en relación al verano, pero fue un poco más alta que la observada durante la primavera. Es interesante notar que durante el otoño de 1994 la temperatura superficial fue cerca de 5°C más alta que durante el de 1995. La profundidad de la ZE también decreció (promedio = 42 m, EE = 2) a valores intermedios entre los observados durante primavera y verano. La Chl *a* permaneció estable (promedio = 36.9 mg Chl *a* m<sup>-2</sup>, EE = 6.6), y la PP (promedio = 1.54 gC m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>, EE = 0.05) se incrementó a valores intermedios entre los observados durante primavera y verano. La salinidad permaneció estable durante todo el año (tabla 1).

La distribución de los flujos de partículas pueden ser agrupados en dos tipos, uno caracterizado por altos flujos de partículas (primavera y otoño de 1995) y otro coincidiendo con flujos bajos (otoño de 1994 y verano de 1995) (fig. 2). Es interesante notar que los flujos durante el otoño de 1995 fueron cerca de cuatro

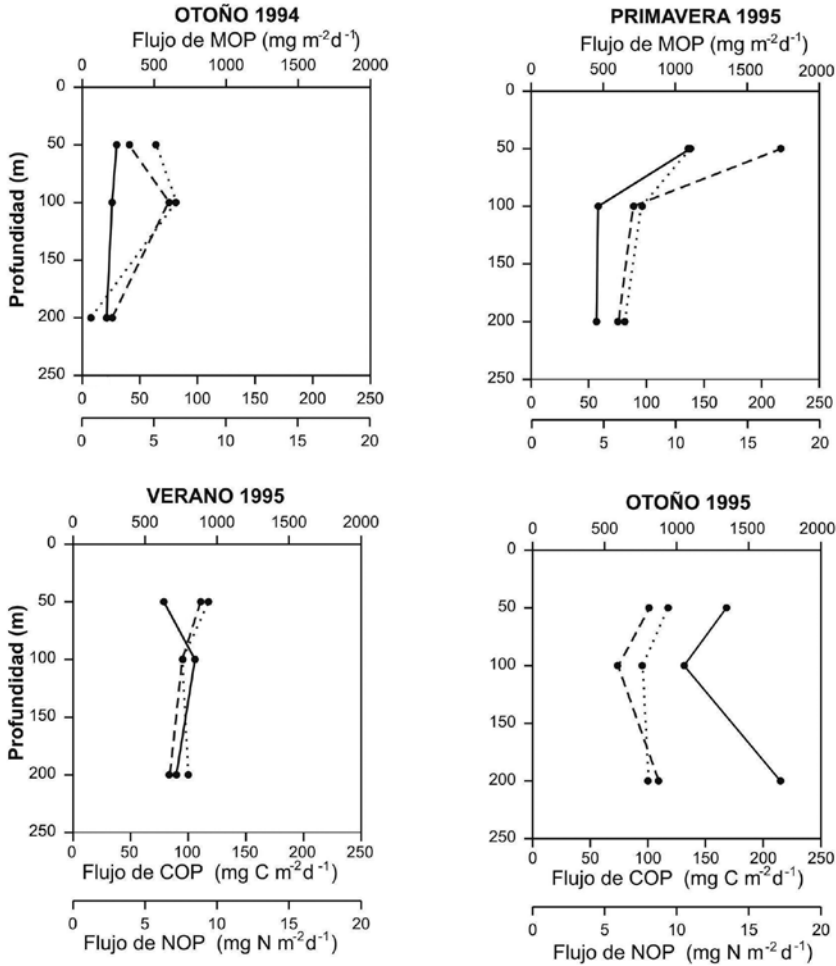
Tabla 1. Valores de la media de la profundidad de la zona eufótica, temperatura superficial, salinidad superficial, Chl *a* y productividad primaria, integradas a través de la ZE, en la región central del Golfo de California. n = número de datos, media (error estándar), ( ) = intervalo, CV = coeficiente de variación

Estación del año	Profundidad de la ZE (m)	Temperatura superficial (°C)	Salinidad superficial n = 20	Clorofila <i>a</i> (mg Chl <i>a</i> m <sup>-2</sup> ) (0–100 m)	PP (g C m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> ) (0–70 m)
Otoño 1994	n = 18 40 (2) (22–67) CV = 27%	n = 20 25.5 (0.1) (24.6–26.1) CV = 1.8 %	35.3 (0.0) (34.9–35.4) CV = 0.29 %	n = 10 56.2 (13.2)	n = 12 1.03 (0.10)
Primavera 1995	n = 17 34 (3) (13–48) CV = 32 %	n = 17 19.2 (0.3) (17.8–21.8) CV = 6.0 %	n = 17 35.2 (0.0) (35.1–35.2) CV = 0.17 %	n = 11 85.9 (19.5)	n = 13 1.70 (0.38)
Verano 1995	n = 11 56 (9) (42–66) CV = 17%	n = 16 30.4 (0.1) (29.2–30.9) CV = 1.4 %	n = 16 35.2 (0.0) (35.02–35.32) CV = 0.2 %	n = 9 41.8 (7.2)	n = 9 0.81 (0.07)
Invierno 1995	n = 19 42 (2) (25 – 50) CV = 21%	n = 21 20.8 (0.2) (19.5 ± 23.1) CV = 4%	n = 21 35.2 (0.0) (35.1–35.4) CV = 0.17 %	n = 6 36.9 (6.6)	n = 4 1.54 (0.05)

veces mayores que los de otoño de 1994. En la estación en la que los flujos fueron mayores, las distribuciones de carbono y nitrógeno se comportaron como el flujo total de partículas, mientras que en la estación de flujos bajos las distribuciones de carbono y nitrógeno tendieron a ser más variables en algunas profundidades. Cuando se compararon los valores de los flujos de todas las profundidades y entre meses, hubo diferencias estadísticamente significativas ( $p > 0.05$ ) entre los flujos de todas las estaciones del año. En general, se observa que los mayores cambios en los flujos ocurrieron entre los 50 y 100 m de profundidad, mientras que entre los 100 y 200 m los flujos fueron menos variables.

El tiempo de residencia del COP en la columna de agua varió entre 3.7 y 11.2 días (tabla 2). El porcentaje del COP exportado desde los 200 m superiores de la columna de agua varió entre 2.4 y 10.4% de la PP diaria (tabla 2).

Figura 2. Valores medios de los flujos de la materia orgánica particulada total (MOP, línea continua); carbono orgánico particulado (COP, línea cortada) y nitrógeno orgánico particulado (NOP, línea punteada) en la región central del Golfo de California



## DISCUSIÓN

En varios estudios con trampas de sedimentos ha sido demostrado que los flujos de MOP, COP y NOP están relacionados con la producción en la super-

Tabla 2. Valores medios de la PP exportada, flujo de carbono a 200 m, porcentaje de la PP exportada (E) y tiempo de residencia del COP en la columna de agua por estación del año, en la región central del Golfo de California

Estación del año	Promedio de PP (mg C m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> )	Flujo de C (200 m) (mgC m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> )	E	Tiempo de de residencia (días)
Otoño de 1994	1,030	24.8 (4.3)	2.4	7.8
Primavera de 1995	1,700	75.2 (2.7)	4.4	3.7
Verano de 1995	810	84.0 (7.5)	10.4	11.2
Otoño de 1995	1,540	109.2 (4.7)	7.1	4.3

E = % PP exportada, ( ) = Error estándar.

ficie, y que varían con los cambios diarios y estacionales de la productividad primaria (Thunell *et al.* 1993, Lange *et al.* 1994).

Bray y Robles (1991) describieron el clima del Golfo de California como de tipo monzónico. En la región del golfo, los vientos son más fuertes y provienen del noroeste desde finales de otoño hasta principios de primavera causando un transporte neto de las aguas superficiales hacia fuera del golfo. Por el contrario, durante el periodo de lluvias de verano a principios de otoño los vientos son débiles y provienen del sur, permitiendo que las aguas ecuatoriales del Pacífico penetren al interior del golfo. Esta climatología estacional afecta todos los procesos físicos responsables de los cambios de la productividad primaria y consecuentemente afecta la variabilidad de los flujos de partículas.

En la región central del Golfo de California hubo diferencias estacionales en los flujos de MOP y sus fracciones. Con base en los patrones presentados por los flujos se puede agrupar en dos periodos coincidiendo con dos estaciones de año, tal como ha sido descrito para el golfo por Santamaría-del-Ángel *et al.* (1994) y Thunell *et al.* (1994); esto es, uno durante la estación "fría" (noviembre a mayo) con máximas concentraciones de pigmentos y altas tasas de productividad primaria, y el otro durante la estación "cálida" (junio a octubre) con mínimas concentraciones de pigmentos y bajas tasas de productividad primaria.

Durante el otoño de 1994, tanto los flujos como su distribución con la profundidad difirieron marcadamente de los observados durante el otoño de 1995, siendo los flujos totales cerca de cuatro veces más grandes y los flujos de carbono y nitrógeno cerca de dos veces mayores durante 1995 (fig. 2). Esto sugiere que durante el otoño de 1994 hubo cambios importantes en la

hidrografía y los procesos ecológicos de la región. Thunell (1998) reportó con base en el índice de la oscilación del sur (SOI, por sus siglas en inglés) que las condiciones del evento El Niño (ENSO, por sus siglas en inglés) persistieron desde principios de 1991 hasta finales de 1994. Sin embargo, las condiciones ENSO fueron más fuertes a principios de 1992, debilitándose hacia verano de 1992 y de nuevo fuertes en el invierno de 1994. El final del evento de El Niño fue reportado durante 1995. Las tasas de productividad primaria en el golfo son reducidas durante los eventos El Niño (Alvarez-Borrego y Lara-Lara 1991, Thunell 1998). Estas condiciones pueden explicar la reducción en los flujos de partículas durante otoño de 1994 con respecto del otoño de 1995. Debido a que 1995 fue el periodo transicional hacia condiciones no-El Niño, la magnitud de los flujos de partículas se incrementó de la primavera al otoño de 1995.

Las marcadas diferencias en las temperaturas superficiales observadas de un otoño al otro ( $\sim 4.5^{\circ}\text{C}$  más alta en otoño de 1994) es una señal de cambios en la hidrografía de la zona durante el periodo de muestreo. Como se describió anteriormente, en el otoño de 1994 el golfo estaba aún bajo la influencia de El Niño. Las temperaturas cálidas en el golfo durante El Niño se deben a un incremento del transporte de aguas tropicales a lo largo de los márgenes del Pacífico oriental, las cuales se introducen hacia el Golfo de California. El incremento en la temperatura en otoño de 1994 causó un decremento de la productividad del fitoplancton y, consecuentemente, una disminución en los flujos de COP.

Durante la estación cálida los flujos de MOP y sus fracciones permanecieron prácticamente sin cambio en toda la columna de agua, mientras que en la estación fría los flujos de COP decrecieron drásticamente con la profundidad (fig.2), con los máximos cambios entre 50 y 100 m. El decremento en los flujos de COP entre 50 y 100 m pudo ser el resultado del consumo por los herbívoros y la remineralización del carbono orgánico particulado a carbono inorgánico disuelto (Bender *et al.* 1992). El decremento de COP durante primavera en los 100 m superiores de la columna de agua fue notable, eliminando más del 50%, lo que pudo deberse a las altas tasas de pastoreo. Al mismo tiempo, los flujos de COP entre 100 y 200 m permanecieron casi constantes, indicando que en la capa entre 100 y 200 m su consumo y degradación fueron mínimos.

Thunell (1998) generó una larga serie de tiempo de datos de trampas de sedimentos para la región central del Golfo de California entre agosto de 1990 y diciembre de 1996. Sus trampas estuvieron localizadas 500 m debajo de la

superficie. Si se comparan los datos de flujos de partículas totales de Thunell (1998) con los datos de las trampas localizadas a 200 m debajo de la superficie del presente artículo, se encuentra que con excepción del otoño de 1994, durante primavera y otoño de 1995 los flujos totales de partículas fueron cerca del doble a 200 m, mientras que en el verano de 1995 ambos flujos, a 200 y 500 m, fueron similares. Durante 1995 los flujos del COP fueron de tres a cinco veces más altos a 200 m que a 500 m. Estos resultados indican el impacto del consumo (pastoreo) y la remineralización a profundidades entre 200 y 500 m.

Es interesante notar que siendo primavera e invierno las estaciones de mayor producción del fitoplancton, es en ellas cuando se presenta el mayor consumo a profundidades por debajo de los 200 m.

Eppley *et al.* (1983) sugirieron que conocer el tiempo de residencia del COP en las aguas superficiales del océano puede ser útil para conocer el destino del material asociado a partículas orgánicas, introducido en la capa superficial. Si tal material es introducido durante las surgencias, cuando el tiempo de residencia del COP en la columna de agua es corto, el destino del carbono será en los sedimentos, los organismos bentónicos y los peces demersales. Por otro lado, durante condiciones oligotróficas y largos tiempos de residencia del COP en las aguas superficiales, el destino del carbono es el plancton y los peces pelágicos.

En el golfo central el tiempo de residencia del COP en la columna de agua fue relativamente corto (3.7 a 11.2 días, tabla 2), correspondiendo el tiempo más largo con la estación cálida de baja productividad y mayor estabilidad en la columna de agua, y el más corto con la estación fría de alta productividad. Los resultados aquí mostrados concuerdan con los reportados por Eppley *et al.* (1983) para la Bahía Monterey, California, la Cuenca del Sur de la Corriente de California y la Cuenca de Panamá. El tiempo de residencia estimado para el Golfo de California concuerda con la variabilidad temporal de la magnitud de los flujos de COP.

Se ha estimado que el porcentaje de la productividad primaria exportada de los 200 m superiores de los océanos varía entre menos de 5 y 10% de la PP (Wakeham y Lee 1993). Los resultados mostrados en el presente artículo estuvieron dentro del mismo orden de magnitud (tabla 2). Sorprendentemente las máximas tasas de exportación ocurrieron durante el verano, cuando la biomasa del fitoplancton y la PP fueron bajas. Es interesante notar que también la biomasa del zooplancton (no mostrada) fue la más baja del año, probablemente debido a que la reducción en las tasas de pastoreo maximizó los flujos de partículas hacia el fondo.

Los resultados de flujos de MOP y sus fracciones confirmaron los datos obtenidos por Thunell *et al.* (1993, 1994), Baumgartner *et al.* (1991) y Silverberg *et al.* (2006) acerca de la estacionalidad de los flujos de partículas. La fracción de la PP diaria exportada por debajo de los 200 m de la columna de agua estuvo dentro del rango de valores reportados para otras regiones del mundo. Los máximos tiempos de residencia del COP en la columna de agua durante el verano implican que aunque la cantidad de nutrientes es menor en esta estación del año, ésta permanece disponible para su explotación por más tiempo, al menos durante el año de estudio. El tipo de flujos de partículas medidos durante este estudio significa que los organismos heterotróficos que viven en los fondos del golfo reciben el alimento en pulsos estacionales.

El clima tipo monzónico del golfo es responsable de la variabilidad estacional de los procesos de producción de partículas, así como Thunell (1998) estableció que la variabilidad estacional e interanual debida a las condiciones del fenómeno de El Niño es registrada por los patrones de los flujos de partículas en el Golfo de California.

## AGRADECIMIENTOS

A Eduardo Valdéz Holguín por su apoyo durante los experimentos, y a los capitanes y tripulación del B/I Francisco de Ulloa del CICESE y el B/I el Puma de la UNAM por su colaboración durante las campañas oceanográficas. Esta investigación fue apoyada por CONACYT, con el proyecto T9201-1111, y el proyecto CONACYT Clave SEP-2004-C01-45813, titulado Flujos de Carbono: Fuentes y sumideros en los márgenes continentales en el Pacífico mexicano.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre-Gómez R. 2002. Primary production in the southern Gulf of México estimated from solar-stimulated natural fluorescence. *Hidrobiológica* 12: 21–28
- Alvarez-Borrego S. 1983. Gulf of California. En: Ketchum BH (ed.), *Ecosystems of the world* 26. Volume on Estuaries and Enclosed Seas, Chapter XVII. Elsevier, Amsterdam. Pp. 427–449.
- Alvarez-Borrego S, Lara-Lara JR. 1991. The physical environment and primary productivity of the Gulf of California. En: Dauphin JP, Simoneit B (eds.), *The Gulf and Peninsular Provinces of the Californias*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir. 47: 555–567.
- Badan-Dangon A, Koblinsky CJ, Baumgartner T. 1985. Spring and summer in the Gulf of California: observations of surface thermal patterns. *Oceanol. Acta* 8: 13–22.



- Baumgartner TR, Ferreira-Bartrina V, Moreno-Hentz P. 1991. Varve formation in the central Gulf of California: A reconsideration of the origin of the dark laminate from the 20 th century varve record. En: Dauphin J, Simoneit B. (eds.), *The Gulf and Peninsular Provinces of the Californias*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir. 47: 617–635.
- Bender M, Ducklow H, Kiddon J, Martin J. 1992. The carbon balance during the 1989 spring bloom in the North Atlantic Ocean, 47 N, 20 W. *Deep-Sea Res.* 39: 1707–1725.
- Boyd P, Newton P. 1995. Evidence of the potential influence of planktonic community structure on the interannual variability of particulate organic carbon flux. *Deep-Sea Res.* 42: 619–639.
- Bray NA, Robles JM. 1991. Physical oceanography of the Gulf of California. In: Dauphin J, Simoneit B. (eds.), *The Gulf and Peninsular Provinces of the Californias*. Amer. Assoc. Petroleum Geol. Mem. 47: 511–553.
- Calvert SE. 1966. Accumulation of diatomaceous silica in the sediments of the Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 77: 569–596.
- Chamberlin WS, Booth CB, Kiefer DA, Morrow JH, Murphy RC. 1989. Evidence of a simple relationship between natural fluorescence, photosynthesis and chlorophyll in the sea. *Deep Sea Res.* 37: 951–973.
- Eppley RW, Renger EH, Betzer PR. 1983. The residence time of particulate organic carbon in the surface layer of the ocean. *Deep-Sea Res.* 30: 311–323.
- García-Mendoza E, Maske H. 1996. The relationship of solar-simulated natural fluorescence and primary productivity in Mexican Pacific waters. *Limnol. Ocean.* 41: 1697–1710.
- García-Pámanes J. 1999. Flujos de carbono entre fitoplancton zooplancton y sedimentos en la región central de Golfo de California”. Tesis de doctorado. CICESE, México. 163 pp.
- Green EP, Harris RP, Duncan A. 1992. The production and ingestion of fecal pellets by nauplii of marine calanoid copepods. *J. Plankton. Res.* 14: 1631–1643.
- Harding GC, Hargrave BT, Vass WP, Sheldon RW, Pearre S. 1987. Vertical flux of particulate matter by sedimentation and zooplankton movements in St. Georges Bay, the southern Gulf of St. Lawrence. *Biol. Ocean.* 4: 323–357.
- Lampitt RS, Noji T, Von Bodungen B. 1990. What happens to zooplankton faecal pellets ?. Implications for material flux. *Mar. Biol.* 104: 15–23.
- Lange CB, Treppke UF, Fischer G. 1994. Seasonal diatom fluxes in the Guinea Basin and their relationships to trade winds, hydrography and upwelling events. *Deep-Sea Res.* 41: 859–878.
- Longhurst A, Williams R. 1992. Carbon flux by seasonal vertical migrant copepods is a small number. *J. Plankton Res.* 14: 1495–1509.

- Miquel JC, Fowler SW, La Rosa J, Buat-Menard P. 1994. Dynamic of the downward flux of particles and carbon in the open northwestern Mediterranean Sea. *Deep-Sea Res.* 41: 243–261.
- Roden IR. 1964. Oceanographic aspects of the Gulf of California. En: van Andel TH, Shor GG Jr. (eds.), *Marine Geology of the Gulf of California: a Symposium* Am. Assoc. Petrol. *Geol. Memoir.* 3: 30–58.
- Santamaria-del Angel E, Alvarez-Borrego S. 1994. Gulf of California biogeographic regions based on coastal zone color scanner imagery. *J. Geophys. Res.* 99: 7411–7421.
- Sarmiento JL, Siegenthaler U. 1992. New production and the global carbon cycle. En: Falkowski PG, Woodhead AD (eds.), *Primary productivity and biogeochemical cycles in the sea*. Plenum Press, New Cork. Pp. 317–332.
- Siegenthaler U, Sarmiento JL. 1993. Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature* 365: 119–125.
- Siegel S. 1979. *Estadística no paramétrica*. Editorial Trillas, SA. 245 pp.
- Silverberg N, Aguirre F, Aguiñiga S, Romero N. 2006. Flujo vertical de materia particulada en la Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz, durante 2002. *Cienc. Mar.* 32: 73–82
- Smetacek V, Von Brockel K, Zeitzschel B, Zenk W. 1978. Sedimentation of particulate matter during a phytoplankton spring bloom in relation to the hydrographical regime. *Mar. Biol.* 47: 211–226.
- Smoak JM, Moore WS, Thunell R, Shaw TJ. 1999. Comparison of  $^{234}\text{Th}$ ,  $^{228}\text{Th}$ , and  $^{210}\text{Pb}$  fluxes with fluxes of major sediment components in the Guaymas Basin, Gulf of California. *Mar. Chem.* 65: 177–194.
- Thunell RC, Pride C, Tappa E, Muller-Karger F. 1993. Varve formation in the Gulf of California: insights from time series sediment trap sampling and remote sensing. *Quat. Sci. Rev.* 12: 451–464.
- Thunell RC, Pride C, Tappa E, Muller-Karger F. 1994. Biogenic silica fluxes and accumulation rates in the Gulf of California. *Geology* 22: 303–306.
- Thunell RC. 1998. Seasonal and annual variability in particle fluxes in the Gulf of California: a response to climate forcing. *Deep-Sea Res.* 45: 2059–20083.
- Valdéz -Holguin E, Gaxiola -Castro G, Cervantes-Duarte R. 1995. Primary productivity in the Gulf of California, calculated from the relationship between superficial irradiance and chlorophyll in the euphotic zone. *Cienc. Mar.* 21: 311–329.
- Wakeham SG, Lee S. 1993. Production, transport, and alteration of particulate organic matter in the marine column. En: Engel MH, Macko SA. (eds.), *Organic Geochemistry*. Plenum Press, New Cork. Pp. 145–169.
- Zeitzschel B. 1969. Primary productivity in the Gulf of California. *Mar. Biol.* 3: 201–207.



## 27 PRESIÓN PARCIAL DEL BIÓXIDO DE CARBONO ( $p\text{CO}_2$ ) FRENTE A BAJA CALIFORNIA

---

*M.E. De La Cruz-Orozco, G. Gaxiola-Castro,  
J. García-Córdova, G. Friederich, F. Chavez  
y J. Gómez-Valdés*

### INTRODUCCIÓN

El incremento del bióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) atmosférico debido a las emisiones derivadas de las actividades antropogénicas amplificadas a partir de la revolución industrial, ha desbalanceado el ciclo del carbono a escala global. Sólo una parte del  $\text{CO}_2$  producto de estas actividades es consumida tanto por la biota terrestre como por la biota marina, el resto permanece en la atmósfera y aumenta constantemente (Alvarez-Borrego 2007, en este volumen). Este incremento de  $\text{CO}_2$  en la atmósfera trae como consecuencia que la radiación electromagnética de onda larga que refleja la tierra hacia la troposfera y al espacio quede atrapada por este y otros gases, lo que contribuye al calentamiento a escala global, creando un efecto tipo invernadero en la tierra (Feely *et al.* 2001).

Debido a los altos aportes de  $\text{CO}_2$  por las actividades antropogénicas, en general se considera que el océano actúa como un receptor, incorporando aproximadamente 2 billones de toneladas métricas de  $\text{CO}_2$  al año. Esto es equivalente a 30% de los 6.6 billones de toneladas de  $\text{CO}_2$  que se emiten anualmente (Falkowski *et al.* 1998, Feely *et al.* 2001). Los procesos biogeoquímicos que ocurren en el mar tienen un papel importante en el ciclo del carbono, constituyéndose el océano como el principal reservorio activo de carbono a escala global, con 37 veces más carbono que la atmósfera y 23 veces más que

la biota terrestre y los suelos (Takahashi *et al.* 2002). El consumo y aportación de CO<sub>2</sub> en los océanos no se distribuyen uniformemente, sino que varían con la región y la estación del año (Nightingale y Liss 2003). Existen grandes extensiones del océano, como el Pacífico Ecuatorial, donde se presenta un aporte significativo de CO<sub>2</sub> hacia la atmósfera (Baber y Chavez 1983), en comparación con latitudes altas donde el océano actúa principalmente como un captador de CO<sub>2</sub> atmosférico (Takahashi *et al.* 1993, 2002). Actualmente se acepta que los cambios biológicos, físicos y químicos en el océano tienen una participación relevante sobre el control de las variaciones locales del CO<sub>2</sub> atmosférico, provocando diferencias regionales y temporales (Takahashi *et al.* 2002). Estas diferencias son todavía mayores en los sistemas costeros, con una controversia actual acerca de la contribución que tienen estos sistemas sobre el balance global del carbono (Friederich *et al.* 2002). Las señales a lo largo de las costas del Pacífico Nororiental incluyen una gran cantidad de oscilaciones naturales, debidas al efecto combinado de la variabilidad estacional de las surgencias y al metabolismo del ecosistema, combinados con los efectos locales del incremento en el CO<sub>2</sub> atmosférico.

En general, la mayor variabilidad de CO<sub>2</sub> ocurre en los sistemas costeros, mientras que en regiones oceánicas es menor (Friederich *et al.* 2002). Una parte del carbono orgánico producido por la fotosíntesis es posteriormente exportado hacia el fondo del océano, lo cual tiene un efecto sobre el ciclo de carbono, principalmente en los márgenes continentales donde ocurre más del 50% de la producción primaria (Walsh 1991, Chen *et al.* 2003). Sin embargo, en general las zonas costeras interiores (lagunas, esteros, etc.) pueden actuar más como una fuente de CO<sub>2</sub> que como sumidero (Hernández-Ayón *et al.* 2007, en este volumen).

El estudio temporal de la región sur de la Corriente de California (CC) se ha estado realizando desde 1997 por el Programa Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL), el cual cubre un monitoreo trimestral de esta región. A partir de octubre de 2004 dio inicio la determinación de la presión parcial de CO<sub>2</sub> (pCO<sub>2</sub>) superficial, para contar con mayor información sobre el ciclo del carbono en esta área localizada frente a Baja California. La zona de estudio presenta fuerte variabilidad estacional e interanual, ocasionadas por los cambios en la intensidad de los flujos de la Corriente de California y por eventos de mayor escala temporal y espacial como El Niño y La Niña (Hayward *et al.* 1999, Bograd *et al.* 2000, Durazo y Baumgartner 2002, Lavaniegos *et al.* 2002, Hernández-de la Torre *et al.* 2003, Espinosa-Carreón *et al.* 2004). A partir de estos trabajos se ha comprobado

que la región tiene una alta productividad primaria durante primavera, debido a que la nutriclina se encuentra más cercana a la superficie en las zonas costeras como resultado de la intensificación del flujo de la corriente hacia el ecuador y al incremento del forzamiento del viento paralelo a la costa que genera surgencias costeras. Debido a que el  $\text{CO}_2$  presente en el océano es el sustrato de carbono para el fitoplancton, se espera que al haber un incremento en la producción primaria éste tienda a disminuir.

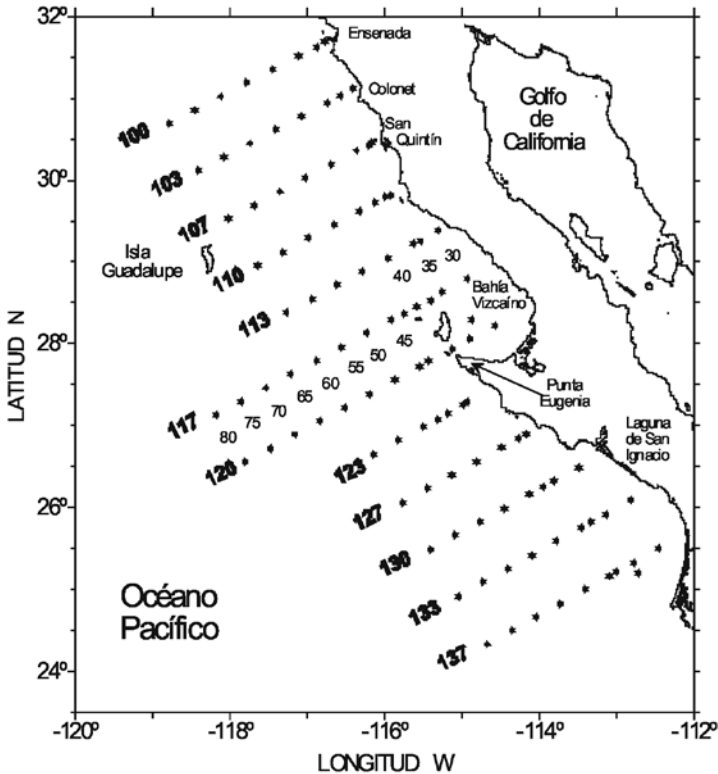
La dirección del desequilibrio en el  $\text{CO}_2$  entre la atmósfera y el océano está expresada por la diferencia entre las  $p\text{CO}_2$  en ambos medios ( $\Delta p\text{CO}_2$ ) (Takahashi *et al.* 2002). Este parámetro indica el grado de saturación de  $\text{CO}_2$  en el océano con relación a la atmósfera. Los valores positivos de  $\Delta p\text{CO}_2$  muestran que el océano está sobresaturado de  $\text{CO}_2$  con relación a la concentración de  $\text{CO}_2$  atmosférico, lo cual podría forzar un flujo del océano hacia la atmósfera ocasionado por la dirección del gradiente de concentración. Los valores negativos de  $\Delta p\text{CO}_2$  indican que el océano está subsaturado con respecto a la atmósfera por lo que se esperaría un flujo de  $\text{CO}_2$  de la atmósfera hacia el océano.

En este trabajo se da a conocer la distribución de  $\Delta p\text{CO}_2$  en el océano frente a Baja California y su variabilidad espacio-temporal en esta región sur del Sistema de la Corriente de California. Además, los resultados permitirán determinar en qué zonas y cuándo se presentan áreas sobresaturadas e insaturadas de  $\text{CO}_2$ , con la creación de posibles gradientes de concentración océano-atmósfera.

## EL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio comprende la región frente a la costa oeste de la Península de Baja California, en la porción noroccidental de México entre Ensenada, Baja California y Punta San Gregorio, Baja California Sur (fig. 1). La zona pertenece a una región oceanográfica definida como subtropical-templada, dentro del Sistema de la Corriente de California (SCC). Este sistema incluye a la Corriente de California (CC), la Contracorriente Costera, a menudo referida como la Corriente de Davidson al norte de Punta Concepción (EUA) y a la Contracorriente Subsuperficial que fluye cercana a la plataforma continental (Hickey 1979, Lynn y Simpson 1987). La CC es una de las grandes corrientes limítrofes orientales (Carr y Kearns 2003), con una anchura entre 700–1000 km y un flujo superficial (0–300 m) hacia el ecuador con velocidad media de  $25 \text{ cm s}^{-1}$  (Reid *et al.* 1963). Cerca de los  $25^\circ\text{N}$  la CC comienza a girar hacia

Figura 1. Localización del área de estudio y de las estaciones de muestreo en la región IMECOCAL



el oeste y sus aguas llegan a formar parte de la Corriente Nor-Ecuatorial. La CC transporta principalmente Agua del SubÁrtico (ASA), la cual al moverse en dirección al ecuador va modificando sus características básicas de temperatura y salinidad.

La CC se intensifica durante primavera y verano debido al efecto de los vientos dominantes del norte-noroeste, los cuales impulsan la masa de agua hacia el sur y generan además eventos intensos de surgencias costeras. Hacia el final del verano los vientos disminuyen, y la componente norte-noroeste se atenúa o se invierte, con el consecuente debilitamiento o término de los afloramientos costeros. A partir de esta época se desarrolla una contracorriente costera superficial que fluye hacia el polo desde Baja California hasta Punta Concepción, EUA (Hickey 1979, Lynn y Simpson 1987).

## MÉTODOS

La información utilizada en este trabajo proviene de cuatro campañas oceanográficas realizadas en la región sur de la CC dentro del programa IMECCAL a bordo del B/O Francisco de Ulloa del CICESE. La primera campaña (IM0410) se hizo en octubre de 2004, la segunda (IM0501) en enero, la tercera (IM0504) en abril y la cuarta (IM0507) en julio, de 2005. El programa IMECCAL incluye 108 estaciones oceanográficas distribuidas en 12 transectos perpendiculares a la costa (en abril se hicieron 13 transectos) de la red original de CalCOFI (fig. 1). Los transectos o líneas son: 100, 103, 107, 110, 113, 117, 120, 123, 127, 130, 133 y 137, separados entre sí por una distancia de ~74 km (40 millas náuticas) y contienen estaciones hidrográficas cuya varía desde ~34 km (20 mn) a ~3.6 km (2 mn).

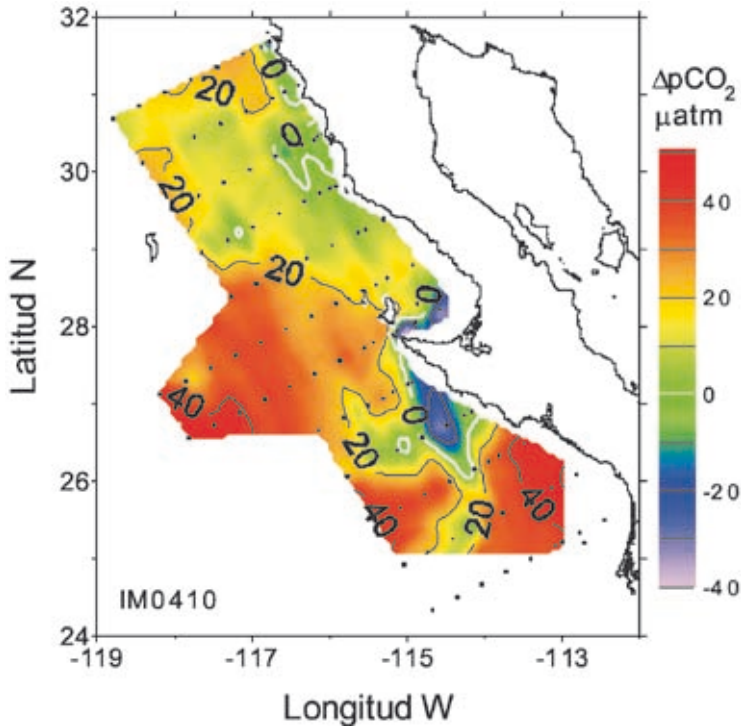
Para medir en forma continua la temperatura y la salinidad superficial se utilizó un termosalinómetro Seabird, con la toma de agua subsuperficial localizada en el fondo del casco del buque a una profundidad de ~2.5 m por debajo del nivel de flotación. El termosalinómetro está acoplado a un sistema de localización satelital que permite conocer la posición geográfica donde se midió la salinidad y la temperatura.

Para determinar en forma continua la  $p\text{CO}_2$  de la superficie del océano se instaló junto al termosalinómetro un sistema de flujo continuo totalmente automatizado. El sistema de medición de  $p\text{CO}_2$  se diseñó y construyó en el Monterey Bay Aquarium Research Institute (MBARI), el cual utiliza un equilibrador de membrana para obtener la fase gaseosa de la muestra, para posteriormente conducirla al sensor infrarrojo. El sistema mide la  $p\text{CO}_2$  del agua de mar transportada a partir de la misma bomba que usa el termosalinómetro. El sensor principal de  $p\text{CO}_2$  es un analizador de gas infrarrojo LICOR modelo 6262, el cual permite medir la fracción molar del  $\text{CO}_2$  en una atmósfera seca y el aire seco equilibrado con el agua de mar. La precisión del instrumento es de  $\pm 1 \mu\text{atm}$  y se calibró a partir de un gas estándar  $\text{CO}_2$  comercial en aire seco, el cual a su vez fue referido al estándar primario de gas  $\text{CO}_2$  obtenido del National Institute of Standards and Technology y el National Oceanic and Atmospheric Administration Climate Monitoring and Diagnostic Laboratory. En el mar, el gas estándar y el  $\text{CO}_2$  libre del aire fueron analizados cada 2 h y se estima que el error debido a la calibración y al blanco por deriva es menor a 0.1% (Friederich *et al.* 2002).

Para el cálculo de  $\Delta p\text{CO}_2$  [ $p\text{CO}_{2(\text{océano})} - p\text{CO}_{2(\text{atmósfera})}$ ] se utilizó una media regional de la  $p\text{CO}_2$  atmosférica para cada una de las cuatro campañas,



Figura 2. Distribución espacial durante octubre de 2004 (IM0410) de la diferencia en la presión parcial del bióxido de carbono ( $\Delta p\text{CO}_2$ ). La línea blanca muestra el balance entre el océano y la atmósfera ( $\Delta p\text{CO}_2 = 0$ )



obtenidas de la Globalview- $\text{CO}_2$  (<http://www.cmdl.noaa.gov/ccgg/globalview/index.html>). En octubre la media fue de 375  $\mu\text{atm}$  ( $\pm 0.6$ ), en enero de 380  $\mu\text{atm}$  ( $\pm 2.8$ ), en abril de 385  $\mu\text{atm}$  ( $\pm 1.1$ ) y en julio de 378  $\mu\text{atm}$  ( $\pm 1.4$ ). Las diferencias entre los valores de la  $p\text{CO}_2$  del océano y la atmósfera son mucho mayores que los errores debidos a los métodos para determinar  $p\text{CO}_2$ .

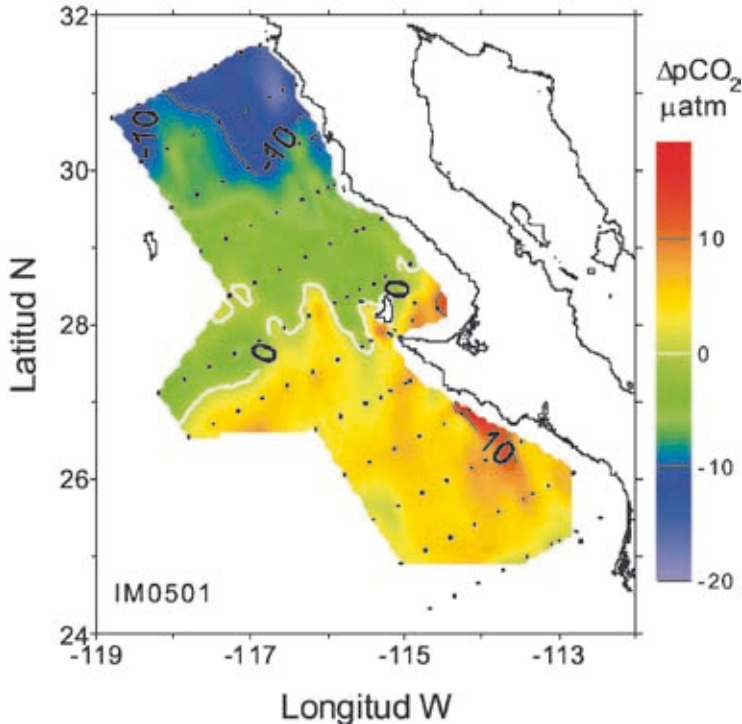
## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Durante octubre de 2004 (IM0410) la  $p\text{CO}_2$  del océano en la mayor parte de la zona de estudio fue mayor a la  $p\text{CO}_2$  de la atmósfera. La variabilidad espacial de  $\Delta p\text{CO}_2$  en este mes fue relativamente alta, con una media de 20.9  $\mu\text{atm}$ .

En las zonas costeras del norte y centro del área de estudio se determinaron valores negativos de  $\Delta p\text{CO}_2$  (fig. 2) como resultado de un mayor consumo de  $\text{CO}_2$  por el fitoplancton. Los altos valores positivos de  $\Delta p\text{CO}_2$  en la zona oceánica y costera del sur del área de estudio estuvieron asociados con aguas más cálidas ( $> 20^\circ\text{C}$ ) provenientes del sur.

Durante enero (IM0501) la distribución de  $\Delta p\text{CO}_2$  tuvo una menor variabilidad espacial, con una marcada diferencia latitudinal (fig. 3). Sobre la línea 120, la isolínea de  $\Delta p\text{CO}_2 = 0$ , separó la zona de estudio en dos áreas. Al norte se encontraron valores negativos ( $-10 \mu\text{atm}$ ) y al sur valores positivos ( $10 \mu\text{atm}$ ), principalmente asociados a factores físicos, ya que los valores negativos se obtuvieron en agua con menor temperatura y salinidad, mientras

Figura 3. Distribución espacial durante enero de 2005 (IM0501) de la diferencia en la presión parcial del bióxido de carbono ( $\Delta p\text{CO}_2$ ). La línea blanca muestra el balance entre el océano y la atmósfera ( $\Delta p\text{CO}_2 = 0$ )



que en el sur la temperatura y la salinidad fueron mayores (Goericke *et al.* 2005). Esta variabilidad espacial parece relacionarse con la influencia de una gran cantidad de agua fría y menos salina proveniente del subártico, la cual invadió principalmente la región norte (Goericke *et al.* 2005, Durazo *et al.* 2005). Los valores de  $\Delta p\text{CO}_2$  para este mes fueron menores a los que se obtuvieron en octubre, con una media para enero de  $-3.3 \mu\text{atm}$  y una desviación estándar de  $7.1 \mu\text{atm}$ .

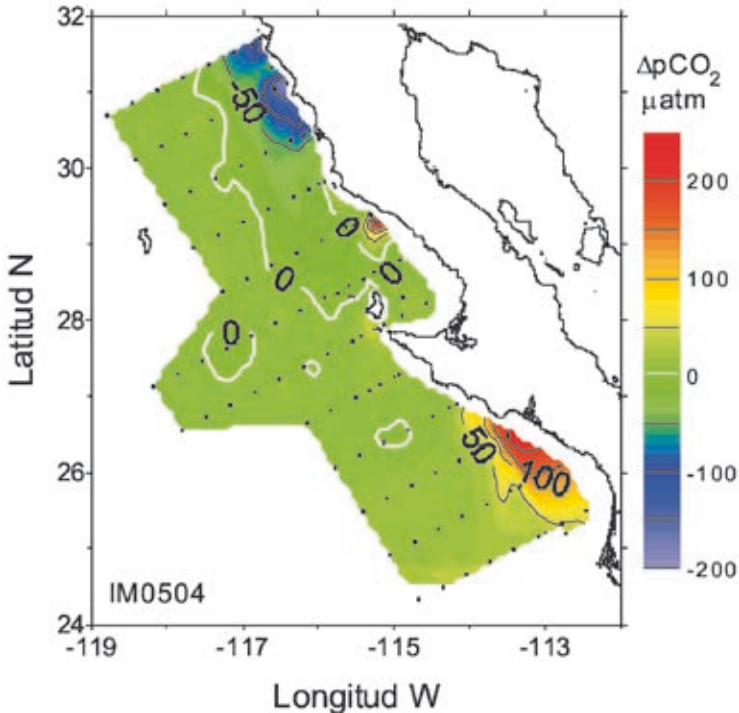
La variabilidad de  $\Delta p\text{CO}_2$  en la zona oceánica durante enero ( $\pm 5.9 \mu\text{atm}$ ) fue similar a la de abril ( $\pm 7.3 \mu\text{atm}$ ), con cambios muy evidentes en este último mes solamente en la zona costera ( $\pm 72 \mu\text{atm}$ ) (fig. 4). En abril la zona costera norte (líneas 103 y 107) presentó valores altos y negativos de  $\Delta p\text{CO}_2$  ( $\sim -190 \mu\text{atm}$ ), asociados con altas concentraciones de clorofila *a* (Chl *a*) ( $> 14 \text{ mg m}^{-3}$ ) (De La Cruz-Orozco 2006). En la región sur se determinaron altos valores positivos de  $\Delta p\text{CO}_2$  ( $\sim 250 \mu\text{atm}$ ), como resultado de un evento de surgencia costera reciente al sur de Punta San Hipólito, Baja California Sur.

Aun cuando los datos derivados de las campañas oceanográficas se presentan como si fueran sinópticos, éstos no lo son. La diferencia en el tiempo entre los datos obtenidos entre los extremos norte y sur de la zona fue de aproximadamente 20 días. Mientras se avanzaba hacia el sur se presentaron vientos fuertes a partir de la Isla de Cedros, los cuales se mantuvieron por el resto de la campaña oceanográfica. En la zona más al sur del área de muestreo la intensidad del viento fue de  $16 \text{ m s}^{-1}$ , con rachas de hasta  $30 \text{ m s}^{-1}$ . Los vientos más intensos en esta región tienen dirección hacia el ecuador, con dominancia de vientos del noroeste ( $\sim 315^\circ\text{N}$ ) principalmente durante los meses de primavera y verano (Durazo *et al.* 2005). Estas condiciones de dirección e intensidad del viento generan afloramientos de agua subsuperficial con mayor contenido de  $\text{CO}_2$ , obteniendo altos valores positivos de  $p\text{CO}_2$  ( $> 700 \mu\text{atm}$ ) cercanos a la costa (fig. 4).

Las diferencias en los valores de  $\Delta p\text{CO}_2$  calculados en estos meses (negativos al norte y positivos al sur) muestran que en el área costera del norte había una condición post-surgencia, la cual generó condiciones propicias para el crecimiento del fitoplancton, ya que se midieron altas concentraciones de Chl *a* ( $> 20 \text{ mg m}^{-3}$ ). Por el contrario, en el sur del área debido al forzamiento por el viento se presentaron fuertes eventos de surgencias costeras recientes durante el muestreo, evidenciados en los bajos valores de temperatura, oxígeno disuelto y Chl *a* de las aguas superficiales (De La Cruz-Orozco 2006).

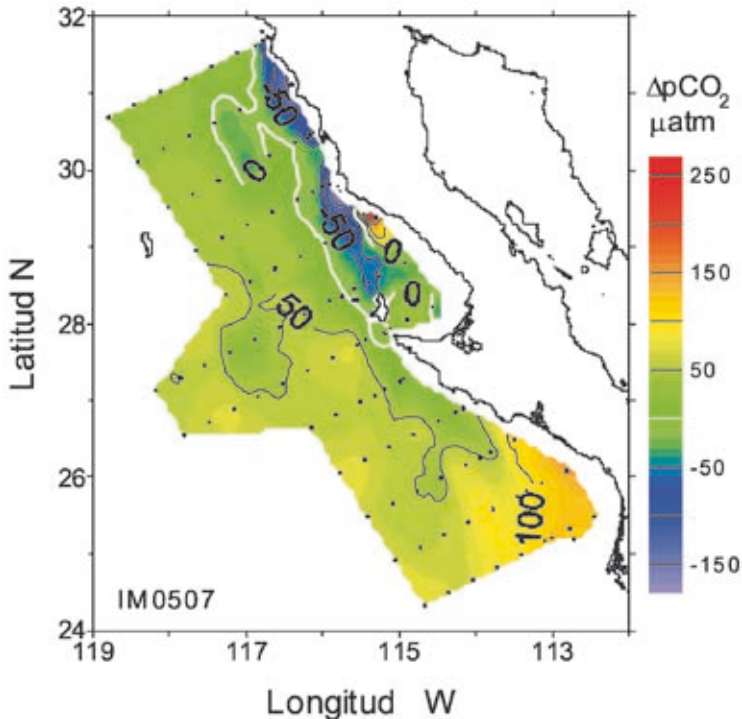
Durante julio (IM0504) la distribución espacial de  $\Delta p\text{CO}_2$  en las zonas costeras fue muy similar a la estimada para abril, con la diferencia de que el

Figura 4. Distribución espacial durante abril de 2005 (IM0504) de la diferencia en la presión parcial del bióxido de carbono ( $\Delta p\text{CO}_2$ ). La línea blanca muestra el balance entre el océano y la atmósfera ( $\Delta p\text{CO}_2 = 0$ )



área donde se presentaron los valores negativos altos de  $\Delta p\text{CO}_2$  de abril se había reducido, extendiéndose hacia el sur hasta Isla de Cedros (fig. 5). En contraste, la región sur del área de estudio presentó altos valores positivos ( $\sim 200 \mu\text{atm}$ ), aunque menores a los medidos en abril para esta misma región. Los valores de  $\Delta p\text{CO}_2$  en la zona oceánica se incrementaron con respecto a abril hasta cerca de  $50 \mu\text{atm}$  como resultado del incremento de la temperatura superficial del mar debido a la influencia de aguas cálidas de origen tropical. De acuerdo con Takahashi *et al.* (1993), por cada grado centígrado de aumento en la temperatura del agua la  $p\text{CO}_2$  se incrementa 4.23%, debido a que la temperatura incrementa la cinética molecular y, como consecuencia, se incrementa la difusividad y la presión del gas. Esto genera que los valores de  $p\text{CO}_2$  sean más altos en zonas de aguas cálidas. La región sur de la Corriente

Figura 5. Distribución espacial durante julio de 2005 (IM0507) de la diferencia de la presión parcial del bióxido de carbono ( $\Delta p\text{CO}_2$ ). La línea blanca muestra el balance entre el océano y la atmósfera ( $\Delta p\text{CO}_2 = 0$ )



de California es la que tiene una mayor influencia de aguas subtropicales con mayores temperaturas (Durazo y Baumgartner 2002).

## CONCLUSIONES

La zona IMECOCAL durante las campañas oceanográficas de octubre de 2004, y enero, abril y julio de 2005, estuvo influenciada por agua proveniente del Subártico, por la variación estacional de los vientos que generaron surgencias costeras y por agua cálida de origen subtropical.

Las aguas frías y menos salinas dieron como resultado valores negativos de  $\Delta p\text{CO}_2$ . Las surgencias costeras recientes contribuyeron con valores positivos de  $\Delta p\text{CO}_2$ , principalmente en aquellas zonas identificadas como de

afloramientos costeros intensos inducidos por el forzamiento del viento en dirección al ecuador. Durante estos eventos, la actividad del fitoplancton no fue suficiente para consumir en corto tiempo el  $\text{CO}_2$  presente en la superficie del mar y equilibrar la  $\text{pCO}_2$  del océano con respecto a la atmósfera.

Los altos valores negativos cercanos a la costa durante abril y julio indicaron un consumo de  $\text{CO}_2$  por el incremento de la actividad fotosintética del fitoplancton, sobretudo en la región norte y durante condiciones de post-surgencias.

Como resultado del calentamiento estacional de las aguas oceánicas superficiales, en la región IMECOCAL se presentó un incremento de  $\text{pCO}_2$  en océano abierto a partir de abril, y durante julio y octubre.

La determinación de  $\Delta\text{pCO}_2$  mostró que las medias regionales durante enero y abril tuvieron valores negativos bajos ( $-3.3$  y  $-0.05$   $\mu\text{atm}$ , respectivamente), mientras que en octubre y julio éstos fueron positivos y mucho mayores ( $20.9$   $\mu\text{atm}$  y  $37.6$   $\mu\text{atm}$ , respectivamente). En este ciclo anual la zona de IMECOCAL se puede considerar como una fuente de  $\text{CO}_2$  hacia la atmósfera.

## AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Dr. José Martín Hernández Ayón y al Dr. Stephen V. Smith por sus valiosos comentarios que sirvieron para mejorar el escrito. Este trabajo fue financiado parcialmente por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología como parte del proyecto “Mecanismos y escalas de acoplamiento físico-biológico en el ecosistema pelágico de la región sureña de la Corriente de California” (# SEP-2003-CO2-42569).

## BIBLIOGRAFÍA

- Alvarez-Borrego S. 2007 (este volumen). Principios generales del ciclo del carbono en el océano. En: Hernández-de la Torre B, Gaxiola-Castro G (eds.), *Carbono en ecosistemas marinos de México*. INE, SEMARNAT, CICESE, México. Pp. 11-28.
- Barber RT, Chavez FP. 1983. Biological consequences of El Niño. *Science* 222: 1203–1210.
- Bograd SJ, Chereskin TK, Roemmich D. 2001. Transport of mass, heat, salt and nutrients in the southern California Current System: Annual cycles and Interannual variability. *J. Geophys. Res.* C5: 9255–9275.
- Carr ME, Kearns EJ. 2003. Production regimes in four Eastern Boundary Current systems. *Deep-Sea Res. II* 50: 3199–3221.

- Chen, TA, Liu KK, MacDonald R. 2003. Continental margin exchanges. En: Fasham MJ (ed.), *Ocean Biogeochemistry: The role of the ocean carbon cycle in global change*. Springer-Verlag, New Cork. Pp. 53–62.
- De La Cruz-Orozco ME. 2006. Contribución de la producción primaria a la variabilidad de la presión parcial de bióxido de carbono ( $p\text{CO}_2$ ) durante otoño (2004), invierno y primavera (2005) en la región del IMECOCAL. Tesis de maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. 114 pp.
- Durazo R, Baumgartner T. 2002. Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997-1999. *Progr. Oceanogr.* 54: 7–31.
- Durazo R, Gaxiola-Castro G, Lavaniegos B, Castro-Valdéz R, Gómez-Valdés J, Mascarenhas A. 2005. Condiciones oceanográficas frente a la costa occidental de Baja California, 2002-2003: Influencia de un El Niño débil y del incremento de agua subártica. *Cienc. Mar.* 31: 537–552.
- Espinosa-Carreón TL, Strub PT, Beier E, Ocampo-Torres F, Gaxiola-Castro G. 2004. Seasonal and Interannual variability of satellite derived chlorophyll pigment, surface height, and temperature off Baja California. *J. Geophys. Res.* 109, C03039, doi:10.1029/2003JC002105.
- Falkowski P, Barber R, Smetacek V. 1998. Biogeochemical Controls and Feedbacks on Ocean Primary Production. *Science* 281: 200–205.
- Feely RA, Sabine CL, Takahashi T, Wanninkhof R. 2001. Uptake and storage of carbon dioxide in the ocean: The global  $\text{CO}_2$  survey. *Oceanography* 14: 18–32.
- Friederich GE, Walz PM, Burczynski MG, Chavez FP. 2002. Inorganic carbon in the central California upwelling system during the 1997-1999 El Niño-La Niña event. *Progr. Oceanogr.* 54: 185–203.
- Goericke R, Venrick E, Bograd SJ, Huyer A, Smith RL, Mantyla A, Schwing FB, Wheeler PA, Hooff R, Peterson WT, Chavez FP, Collins C, Marinovic B, Lo N, Gaxiola-Castro G, Durazo R, Hyrenbach KD, Sydeman WJ. 2005. The State of the California Current, 2004–2005: Still cool? Calif. Coop. Ocean. *Fish. Invest. Rep.* 46: 32-71.
- Hayward TL, Baumgartner TR, Checkley DM, Durazo R, Gaxiola-Castro G, Hyrenbach KD, Mantyla AW, Mullin MM, Murphere T, Schwing FB, Smith PE, Tegner MJ. 1999. The State of the California Current 1998-1999: Transition to cool-water conditions. *CalCOFI Rep.* 40: 29–62.
- Hernández-Ayón JM, Camacho-Ibar V, Mejía-Trejo A, Cabello-Pasini A. 2007 (este volumen). Variabilidad del  $\text{CO}_2$  total durante eventos de surgencia en Bahía San Quintín, Baja California, México. En: Hernández-de la Torre B, Gaxiola-Castro G (eds.), *Carbono en ecosistemas marinos de México*. INE, SEMARNAT, CICESE, México Pp 187-200.

- Hernández-de la Torre B, Gaxiola-Castro G, Alvarez-Borrego S, Gómez-Valdés J, Nájera-Martínez S. 2003. Interannual variability of new production in the southern region of the California Current. *Deep-Sea Res. II* 50: 2423–2430.
- Hickey M. 1979. The California Current System-hypothesis and facts. *Progr. Oceanogr.* 8: 191–279.
- Lynn RJ, Simpson JJ. 1987. The California Current System. The seasonal variability of its physical characteristic. *J. Geophys. Res.* 92: 12947–12966.
- Nightingale PD, Liss PS. 2003. Gases in Seawater. En: Holland HD, Turekian KK (eds.), *The Oceans and Marine Geochemistry*. Vol. 6. Elsevier-Pergamon, Oxford. Pp. 49-81.
- Takahashi T, Olafsson J, Goddard JG, Chipman DW, Sutherland SC. 1993. Seasonal variations of CO<sub>2</sub> and nutrients in the high-latitude surface oceans: a comparative study. *Global Biogeochem. Cycles* 7: 843–878
- Takahashi T, Sutherland SC, Sweeney C, Poisson A, Metzl N, Tilbrook B, Bates N, Wanninkhof R, Feely RA, Sabine C, Olafsson J, Nojiri Y. 2002. Global air-sea CO<sub>2</sub> flux based on climatological surface ocean pCO<sub>2</sub> and seasonal biological and temperature effects. *Deep Sea Res. II* 49: 1601–1622.
- Walsh JJ. 1991. Importance of continental margins in the marine biogeochemical cycling of carbon and nitrogen. *Nature* 350: 53–55.





## 28 FLUJOS VERTICALES DE CARBONO ORGÁNICO E INORGÁNICO PARTICULADO EN CUENCA ALFONSO, BAHÍA DE LA PAZ, Y COMPARACIÓN CON OTROS AMBIENTES EN EL NORTE DE MÉXICO

---

*N. Silverberg, F. Aguirre Bahena, M.Y. Cortés-Martínez  
y F.J. Urcádiz-Cázares*

### INTRODUCCIÓN

La sedimentación del carbono particulado fuera de la capa superficial del océano donde es producido, es una porción importante del ciclo global del carbono. La formación de grandes agregados biogénicos permite que una parte del carbono fijado por el fitoplancton se desplace a mayores profundidades mediante su rápido hundimiento (Fowler y Knauer 1986). La materia orgánica provee el substrato para la subsiguiente producción por las bacterias planctónicas y otros organismos en las capas más profundas así como en el bentos. Su remineralización es responsable del reciclamiento de nutrientes esenciales, los cuales pueden regresar a la zona fótica vía surgencias y mezcla y, así, mantener la producción primaria nueva (Eppley y Peterson 1979). La materia orgánica es consumida y el carbono regenerado pero, dependiendo de la profundidad alcanzada por las partículas en sedimentación, el carbono asociado puede ser “secuestrado” de la atmósfera por décadas, siglos o miles de años antes de que regrese a la superficie y vuelva a estar en equilibrio con la atmósfera. El carbono orgánico ( $C_{org}$ ) enterrado, junto con los sedimentos que se acumulan geológicamente, es secuestrado por muy largos periodos antes de regresar a la atmósfera.

Otro mecanismo para transportar el carbono es el hundimiento de las partes duras de los organismos que utilizan carbonato de calcio ( $CaCO_3$ ) para

formar sus esqueletos. La secreción de  $\text{CaCO}_3$  por el plancton involucra la liberación de  $\text{CO}_2$  ( $\text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ ), lo cual minimiza la influencia sobre la reducción de la concentración atmosférica. Claramente hay una transferencia de  $\text{C}_{\text{inorg}}$  hacia el fondo en forma de  $\text{CaCO}_3$ , pero las complejas relaciones entre los cambios en la alcalinidad y el pH de las aguas superficiales, así como la disolución de carbonatos en los sedimentos marinos y meteorización de las rocas continentales y la descarga de los ríos, influyen en la composición del atmósfera a largo plazo (Archer 2003, Ridgwell y Zeebe 2005).

En los sedimentos marinos los procesos biogeoquímicos de remineralización de materia orgánica proveen casi toda la energía para las transformaciones químicas involucradas en la diagénesis temprana (Silverberg *et al.* 2000). Debido a que no todo el carbono es preservado en los sedimentos, es necesario un mejor entendimiento de sus flujos en el agua para interpretar el cambio climático en el registro paleoceanográfico.

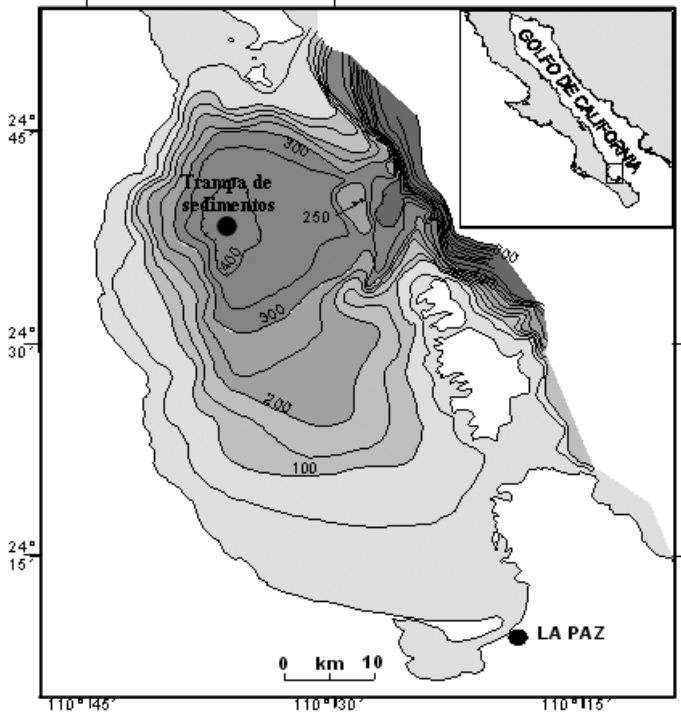
Los registros de series de tiempo de los flujos verticales de carbono en los océanos del mundo no son abundantes. En esta contribución se presenta información obtenida recientemente de la más grande intrusión del mar sobre la costa oriental de la Península de Baja California y se relaciona con los resultados publicados en otros ambientes marinos en el norte de México y otras regiones.

## METODOLOGÍA

### TRABAJO DE CAMPO

La recolecta de muestras de series de tiempo se llevó a cabo por medio de una trampa de sedimentos Technicap PPS 3/3 (de  $0.125 \text{ m}^2$  de área de abertura y una relación diámetro:altura de 4.5) que se instaló en la Cuenca Alfonso ( $24^\circ 39' \text{N}$ ;  $110^\circ 36' \text{W}$ ), depresión localizada al norte de la Bahía de La Paz (fig. 1) con una profundidad aproximada de 410 m. La trampa se ancló a 50 m del fondo marino mediante un peso de 500 kg que tenía acoplado un liberador acústico. En el extremo opuesto se colocaron tres boyas de 160 kg, hundidas a 310 metros, con la finalidad de mantener la trampa vertical. Además, ésta se sujetó con una línea de polipropileno de  $\frac{3}{4}$  de pulgada de grosor y de 1 km de longitud, en cuyo extremo opuesto se ató un peso muerto de 50 kg. Para facilitar la recuperación de la trampa se registró su posición geográfica, así como la del peso muerto de 50 kg.

Figura 1. Mapa batimétrico de la Bahía de La Paz y la localización de la trampa de sedimentos. Modificado de Nava-Sánchez *et al.* (2001)



La trampa consta de un carrusel con motor y 12 botellas recolectoras. El tiempo de recolecta por botella fue de 7–9 días. Excepcionalmente, por motivos de tiempo de barco, los intervalos de muestreo fueron de 14–15 días. La recuperación se llevó a cabo inicialmente por medio del liberador acústico o, por si éste no funcionaba, el barco navegaba sobre la línea de un kilómetro arrastrando un gancho para izar la trampa. El anclaje fue instalado y subsecuentemente recuperado y reinstalado en enero, abril, julio y noviembre de 2002; en febrero, agosto y noviembre de 2003; en marzo y septiembre de 2004, y en febrero y agosto de 2005.

## TRABAJO DE LABORATORIO

### *Solución preservadora*

Las muestras se conservaron usando una solución preservadora preparada de la siguiente manera: para aproximadamente 5 litros de solución se disuelven 7.5 g de tetraborato de sodio ( $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ) en 250 ml de formaldehído al 37%. Esta solución se adiciona a 4.5 l del agua de mar previamente filtrada ( $0.45 \mu\text{m}$ ) e incrementada su densidad añadiendo de 5 a  $7 \text{ g l}^{-1}$  de NaCl de alta pureza, hasta alcanzar una salinidad de  $\sim 40$ . El pH de las muestras se mantuvo alrededor de 8, aun después de 6 meses en el mar. Inicialmente se utilizó  $\text{NaH}_2\text{PO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$  y  $\text{Na}_2\text{HPO}_4$  como agente amortiguador y las mediciones del pH de las muestras recolectadas estuvieron en un intervalo de 6 a 6.5, lo que posiblemente causó disolución parcial de los esqueletos calcáreos de ciertos organismos planctónicos.

### *Tratamiento de las muestras recolectadas*

Con el fin de eliminar los “nadadores”, que convencionalmente no se consideran como parte del flujo de partículas, todas las partículas de cada muestra fueron separadas con un tamiz de luz de malla de  $1000 \mu\text{m}$ . Posteriormente, las muestras se dividieron mediante un fraccionador rotativo para proveer 10 submuestras iguales, recolectándose en tubos de 50 ml.

### *Determinación del flujo de masa total*

Cuatro submuestras recolectadas en tubos previamente limpiados con ácido y pesados fueron centrifugadas para eliminar la solución preservativa por decantación. A continuación las muestras se lavaron dos veces con agua desmineralizada para disolver las sales y se centrifugaron nuevamente eliminando el sobrenadante. Las muestras se secaron durante al menos 72 horas a  $\sim 50^\circ\text{C}$  en un horno, pesándolas posteriormente en una balanza analítica. El peso seco se calculó por la diferencia entre los tubos vacíos y con muestra. El error máximo de variación de los cuatro tubos fue desde 1% hasta 10%. Una vez pesadas, las submuestras fueron reunidas y homogenizadas, moliéndolas en un mortero de ágata, y guardadas en un desecador para los análisis subsecuentes.

El cálculo de los flujos de masa total (FMT) se realizó mediante la ecuación:

$$\text{FMT} = (P \times 10 \times 8)/T$$

donde  $P$  es el peso medio de los cuatro tubos (en gramos) multiplicado por 10, ya que cada tubo representa un décimo de la muestra, y multiplicando por 8 debido a que la abertura de la trampa es de un  $0.125$  ( $1/8$ )  $\text{m}^2$  y por último, dividido entre el número de días ( $T$ ) que estuvo la botella recolectando material.

#### *Determinación del carbono orgánico e inorgánico*

El contenido de carbono fue analizado por coulometría en el Laboratorio de Química del Océano del Instituto Shirsov de Oceanología de la Academia de Ciencias, en Moscú. La determinación de  $C_{\text{tot}}$  y  $C_{\text{org}}$  se basó en la combustión rápida de dos submuestras (con y sin tratamiento de HCl) en una estufa tubular a  $850^\circ\text{C}$  usando oxígeno como gas transportador. El  $\text{CO}_2$  producido fue transportado por el flujo de oxígeno a una celda Coulomb del analizador AN-7529, donde fue absorbido por una solución de BaOH con pH controlado. El contenido de carbono de cada submuestra fue calculado a partir de los datos de la titulación de la solución de BaOH final. El  $C_{\text{inorg}}$  (esencialmente en la forma de  $\text{CaCO}_3$ ) fue determinado por la diferencia entre  $C_{\text{tot}}$  y  $C_{\text{org}}$  (Ljutsarev 1987). La exactitud del método fue controlada usando sedimento estándar (SDO-2) y la precisión fue determinada por una serie de muestras que se analizaron por triplicado obteniendo un error estándar de  $\pm 8.5\%$  para el  $C_{\text{tot}}$  y  $C_{\text{org}}$  y de  $10\%$  para el  $C_{\text{inorg}}$ .

#### *Análisis de cocolitos*

Para la determinación del nanoplancton calcáreo se dividió nuevamente una submuestra usando un fraccionador rotativo Laborette 27 para obtener una fracción de  $3/9000$  ó  $2/9000$ , dependiendo de la cantidad de material en la muestra (para detalles ver Urcádiz-Cázares, 2005). La fracción restante se almacenó para análisis posteriores.

Los pelotillas fecales y otras partículas mayores fueron disgregadas por un método no destructivo (oxidación química de materia orgánica con NaClO al  $10\%$  y  $\text{H}_2\text{O}_2$ ). Una vez preparada la muestra se procedió a su filtración utilizando membranas de Nucleopore® (policarbonato). Las membranas se pusieron a secar y se almacenaron en cajas de Petri (Bairbakhish *et al.* 1999).

Para las observaciones en el microscopio electrónico de barrido (MEB) se tomó una sección del filtro, se montó en un sujetador de muestras al que

previamente se añadió una gota de alcohol, sellando los alrededores con plata líquida. Una vez seco se cubrió con una lámina de Au-Pt de 15 Å. De cada muestra se tomaron automáticamente 1500 imágenes usando un MEB Philips XL30 en el Instituto de Geología del ETH (Instituto Federal Suizo de Tecnología)-Zurich. Las imágenes fueron descargadas vía Internet desde el servidor del ETH, archivadas en discos compactos y procesadas en una computadora personal en la UABCS utilizando el programa AnalySIS®. Todas las muestras fueron rastreadas a una magnificación de 2000×.

En cada muestra se identificaron y cuantificaron todos los cocolitos a nivel especie. Posteriormente se procedió a calcular el flujo proporcional de cocolitos con la siguiente fórmula:

$$F_c = \frac{N A f_s}{a t A_t}$$

donde  $F_c$  es el flujo de cocolitos por día,  $N$  el número de cocolitos contados,  $A$  el área efectiva de filtración,  $f_s$  la fracción analizada de la muestra original,  $a$  el área analizada del filtro,  $t$  corresponde al tiempo de apertura de recolecta o muestreo en días y  $A_t$  es el área de la apertura de la trampa.

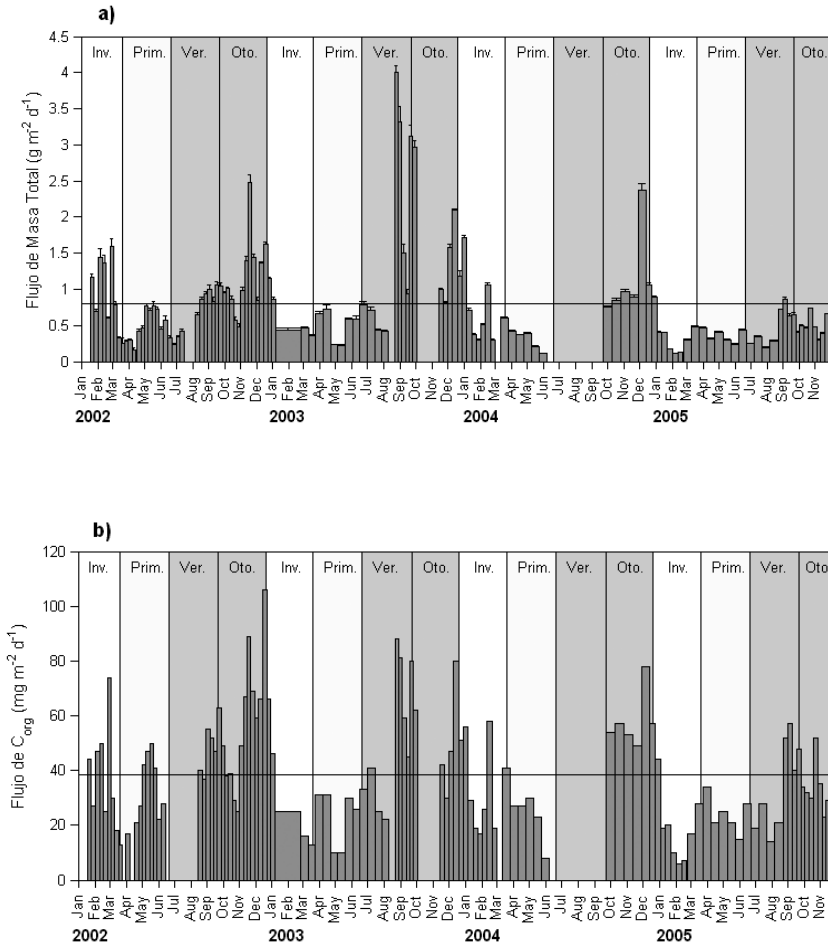
La cantidad aproximada de  $\text{CaCO}_3$  aportado por los cocolitos se calculó utilizando la fórmula  $V = ks l^3$ , donde  $ks$  corresponde a una constante de proporción que varía entre 0.01 y 0.08 en función de cada especie (Young y Ziveri 2000) y  $l$  es la longitud (largo) del cocolito. Ésta se obtuvo por mediciones directas en las imágenes escaneadas en el MEB. Para obtener la masa, el volumen fue multiplicado por la densidad de la calcita ( $2.71 \text{ pg } \mu\text{m}^{-3}$ ) y la masa se multiplicó por el flujo de cocolitos para determinar el flujo de masa de cocolitos.

## RESULTADOS

### FLUJO DE MASA TOTAL

Los flujos de masa total (fig. 2a) muestran variaciones significativas tanto entre meses como entre semanas, con un mínimo de  $0.06 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  y un máximo de  $3.88 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , lo que representa una diferencia por un factor de casi 60. Estacionalmente los flujos mínimos se observan en primavera y en menor medida en invierno. Generalmente se presentaron picos en la magnitud de los flujos durante el otoño e inicio de invierno. Los flujos más intensos aparecen

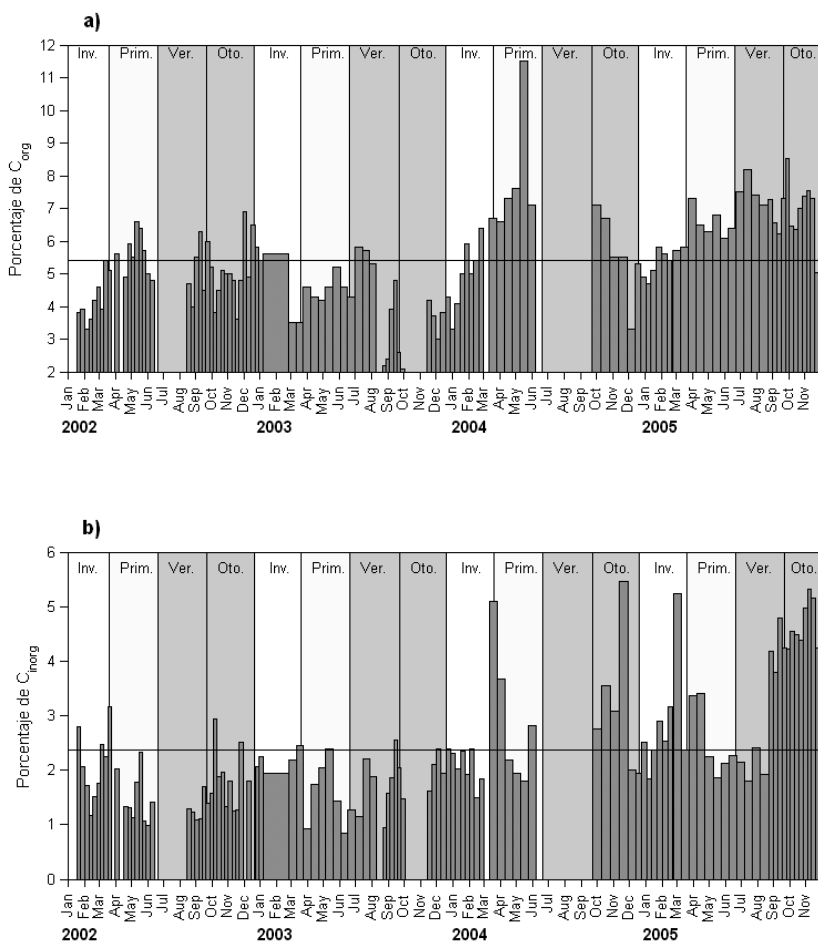
Figura 2. Flujos de (a) masa total (en  $\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ) y (b) carbono orgánico (en  $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ) del material recolectado por una trampa de sedimentos durante una serie de tiempo de enero de 2002 a noviembre de 2005 en la Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz. La línea horizontal representa el promedio



claramente en las semanas finales del verano de 2003. En este último periodo la región estuvo bajo la influencia de los huracanes Ignacio y Marty, del 22 al 27 de agosto y del 18 al 24 de septiembre, respectivamente. Es notorio que la influencia de los huracanes perdura por más de una semana, ya que



Figura 3. Contenido (% de la masa total) de (a) carbono orgánico y (b) carbono inorgánico del material recolectado por la trampa de sedimentos en la Cuenca Alfonso



el periodo siguiente al huracán recolectó casi la misma cantidad de material. Durante el periodo entre estos dos eventos la magnitud de los flujos es muy parecida al resto. El flujo medio para todo el periodo de estudio fue de  $0.76 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , lo que representa un flujo de  $278 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ . En cuanto a la variación anual, es notorio un decremento por debajo del promedio general en el FMT durante 2005.

## CARBONO ORGÁNICO

Los flujos y las concentraciones de  $C_{\text{org}}$  se presentan en las figuras 2b y 3a, respectivamente. La gama de las contribuciones fue más estrecha que las otras variables, con una media de 5.4% y un intervalo de 2.1 a 11.5%. Durante los periodos asociados a los dos huracanes mencionados ocurrió un conjunto de valores mínimos. Por el contrario, los valores más altos, particularmente durante la primavera de 2004 pero también durante casi todo 2005, parecen con frecuencia estar asociados con flujos bajos de masa total.

Los flujos de  $C_{\text{org}}$  varían más que sus porcentajes, influenciados por la amplitud del FMT. El intervalo de variación fue de 6.5 a 105.6  $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$  con un promedio de 38  $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ . Los flujos de  $C_{\text{org}}$  más bajos se determinaron a mediados de marzo y durante abril de 2002, a finales de abril y en mayo de 2003, en junio de 2004 y en febrero de 2005. Los flujos máximos calculados se presentaron en diciembre de 2002, 2003 y 2004. Adicionalmente el periodo influenciado por los huracanes en el verano de 2003 también mostró flujos altos. A través de los años ocurren valores altos esporádicos, como los de febrero de 2002.

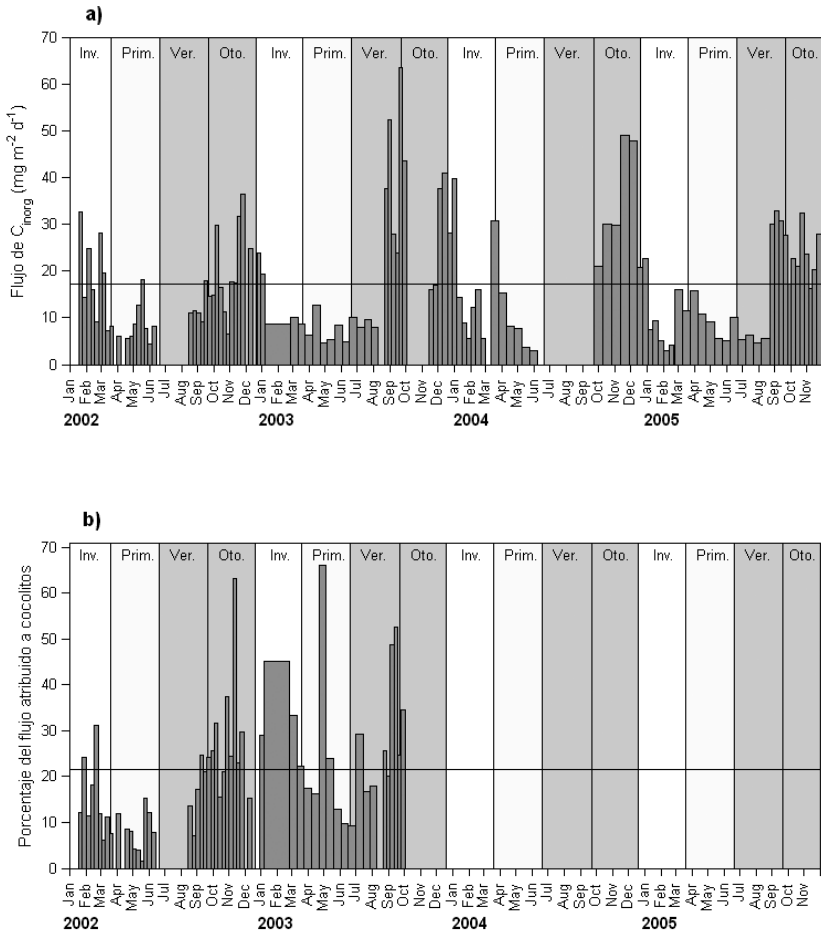
## CARBONO INORGÁNICO

La media del porcentaje de  $C_{\text{inorg}}$  fue de 2.37%. El intervalo (0.85–5.47%) mostró una variación por un factor de 6.5 a través del tiempo. De nuevo, se obtuvieron valores relativamente bajos durante el periodo influenciado por los huracanes en 2003. No se observó un patrón estacional claro. Sin embargo, hay una tendencia de alternar entre valores altos y bajos a intervalos de 3 a 4 meses. A partir de 2004 los porcentajes de  $C_{\text{inorg}}$  aumentaron considerablemente pasando de alrededor de 1.8% a más de 4.5%

En cuanto a los flujos de  $C_{\text{inorg}}$ , el intervalo estuvo entre 2.9 a 63.6  $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ , con una media de 17.3  $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$  (fig. 4a). El  $C_{\text{inorg}}$  también sigue el patrón de FMT pero, a causa de las altas concentraciones, los flujos muestran valores máximos al final de 2005, no obstante los FMT bajos. Se reconocen valores altos en la temporada fría con un máximo muy notable que corresponde a los huracanes mencionados. Por otro lado, frecuentemente se presentaron los valores mínimos en primavera y verano.

El flujo de cocolitos también presentó variaciones semanales y mensuales, donde es posible ver un patrón estacional con flujos mínimos en primavera-verano y máximos en otoño-invierno durante los años estudiados (2002 y 2003). Los mayores flujos se registraron durante los huracanes, a finales de

Figura 4. (a) Flujo de carbono inorgánico de enero de 2002 a noviembre del 2005 y (b) porcentaje del flujo de Carbono inorgánico atribuido a los cocolitos en el material recolectado de enero de 2002 a octubre de 2003 en la Cuenca Alfonso



agosto y en septiembre de 2003, con un pico de  $128.8 \times 10^8$  cocolitos  $m^{-2}\ d^{-1}$  del 18 al 24 de septiembre. En promedio los flujos registrados fueron de  $22 \times 10^8$  cocolitos  $m^{-2}\ d^{-1}$ .

## DISCUSIÓN

Es claro que hay grandes fluctuaciones en los contenidos y flujos de  $C_{org}$  y  $C_{inorg}$  en la materia en hundimiento en la Bahía de La Paz. Como las variaciones en sus concentraciones son generalmente más pequeñas que la variación del FMT, dominada en la Cuenca Alfonso por la fracción litogénica, los flujos de carbono tienden a seguir la amplitud de los flujos totales. Por ejemplo, hay variaciones estacionales e interanuales en los componentes biogénicos y un crecimiento importante de la contribución de las dos formas de carbono en 2004 y 2005. No obstante, la regularidad de los flujos es confusa por los impactos de cambios en el régimen meteorológico (dramáticamente mostrado por las perturbaciones asociadas con el paso de dos huracanes), cambios en la dinámica física de las aguas en la bahía, además de los cambios sucesivos en la estructura específica y en el tamaño de los organismos de las comunidades del fitoplancton y del zooplancton. La información sobre el flujo de cocolitos en 2002–2003 (fig. 4b) muestra que el hundimiento de estas placas de  $CaCO_3$  representa alrededor de 23% del flujo de  $C_{inorg}$ . El 88 % de este flujo estuvo conformado por sólo tres especies. La periodicidad de los valores máximos (3–4 meses) sugiere que el ciclo de vida de los foraminíferos también afecta el transporte vertical de  $C_{inorg}$ . También se observaron conchas de pterópodos, heterópodos, foraminíferos y ostrácodos entre el material de las trampas. Durante los valores mínimos en junio de 2002 y 2003, el material estuvo dominado por cadenas de diatomeas sin gran contribución de nieve marina. Es necesario esperar los resultados de los estudios de todas las variables para realmente entender el comportamiento del sistema.

Las grandes variaciones temporales no están limitadas a la Bahía de La Paz, sino que se observan en varios ambientes para los cuales existen datos de serie de tiempo. Por ejemplo, la figura 5 muestra los flujos de carbono obtenidos en la Cuenca de Guaymas, en el Golfo de California (datos según Thunell 1998). En la tabla 1 se comparan los promedios anuales obtenidos de los flujos en la Cuenca Alfonso con los de la Cuenca de Guaymas, a 1500 m de profundidad en la parte central del Golfo de California (Thunell 1998) y la Cuenca San Lázaro, sobre la plataforma continental en el Océano Pacífico frente a Baja California Sur (Silverberg *et al.* 2004), situados también al norte de México, así como con los de cuencas de otras regiones como la Cuenca Santa Bárbara frente a California (Thunell 1998a), la ubicada en la trinchera Cariaco en el Caribe tropical (Goñi *et al.* 2003) y el Canal Laurentian del Golfo de San Lorenzo en Canadá (Romero *et al.* 2000).



presenta un flujo de  $C_{\text{org}}$  más importante y uno menor de carbonatos. Los flujos de carbono no son tan altos en la Cuenca Alfonso como en las productivas aguas de la porción central del Golfo de California. En el Golfo de San Lorenzo, de clima subártico, los flujos de  $C_{\text{org}}$  son moderados pero hay muy poca sedimentación de carbonatos.

La confiabilidad en los datos de la Cuenca Alfonso está reforzada por una comparación con información obtenida independientemente de estudios de los sedimentos subyacentes, donde las variaciones a corto plazo son promediadas. Se han publicado varias tasas de acumulación de sedimentos, derivadas

Tabla 1. Flujos ( $\text{g m}^{-2} \text{año}^{-1}$ ) medios anuales de carbono orgánico ( $C_{\text{org}}$ ) e inorgánico ( $C_{\text{inorg}}$ ) y de masa total (FMT) en diferentes cuencas marginales

Localidad (profundidad trampa m)	Corg	Cinorg	FMT
Cuenca Alfonso (350)	14	6.3	278
<sup>a</sup> Cuenca de Guaymas (500)	7.2	2.3	145
<sup>b</sup> Cuenca San Lázaro (330)	14	nd	139
<sup>c</sup> Cuenca Santa Barbara (540)	31.7	6.7	714
<sup>d</sup> Trinchera Cariaco (445)	13.2	1.8	148
<sup>e</sup> Canal Laurentian (150)	14	0.6	174

<sup>a</sup>Thunell 1998-trampa Honjo; <sup>b</sup>Silverberg et al. 2004-trampa Technicap ; <sup>c</sup>Thunell 1998a-trampa Honjo;

<sup>d</sup>Goñi et al. 2003-trampa Honjo; <sup>e</sup>Romero et al. 2000-trampa Technicap.

de perfiles del exceso de  $^{210}\text{Pb}$  en los núcleos de sedimentos de esta cuenca (Nava-Sánchez 1997, Pérez-Cruz 2000, Rodríguez-Castañeda 2001), en los que se presentan tasas de 0.5, 0.4, y 0.6  $\text{mm año}^{-1}$ , respectivamente. Suponiendo que no hay pérdida por diagénesis y que el contenido de agua en el sedimento es de 50%, el promedio de  $\text{FMT} = 290 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ , determinado de acuerdo a la trampa de sedimentos, es equivalente a una tasa actual de acumulación de sedimentos de 0.4  $\text{mm año}^{-1}$ .

El contenido medio de  $C_{\text{org}}$  y  $C_{\text{inorg}}$  en el material de la trampa (5.4 y 2.3%, respectivamente) concuerda con el del material más recientemente depositado en el piso marino (5.6 y 1.8%, a partir de González-Yajimovich 2004). A partir de esto, es posible hacer un cálculo grueso para ilustrar el papel de la materia particulada en la sedimentación y exportación de carbono desde las aguas superficiales de la Bahía de La Paz. La emisión anual media a la atmósfera de carbono en forma de  $\text{CO}_2$  generado por la población de la ciudad de La Paz,

capital de Baja California Sur y único centro poblacional de importancia en la bahía, es de 55,000 ton —suponiendo que existe una población de 200,000 habitantes y que la generación de  $\text{CO}_2$  *per capita* es de 1.01 ton., que fue el promedio para todo México en 2002 (Marland *et al.* 2005). Los flujos anuales medios de  $\text{C}_{\text{org}}$  y  $\text{C}_{\text{inorg}}$  en la Cuenca Alfonso son de 14.01 y 6.33  $\text{g m}^{-2} \text{año}^{-1}$ , respectivamente. Estimando que los flujos ocurren sobre un área de 254  $\text{km}^2$  (el área total de la bahía es de  $\sim 2600 \text{ km}^2$ ), y considerando solamente la porción de la cuenca con un diámetro de 18 km que es la que presenta profundidades mayores a 300 m y sobre la cual los resultados de la trampa de sedimentos son probablemente representativos, se realizó una estimación de 3560  $\text{ton año}^{-1}$  de  $\text{C}_{\text{org}}$  y poco más de 1600  $\text{ton año}^{-1}$  de  $\text{C}_{\text{inorg}}$ . El carbono total (5160  $\text{ton año}^{-1}$ ) representa 9.4% del aporte antropogénico local a la atmósfera. Existen muchas incertidumbres involucradas en este ejercicio, incluida la debida a la remineralización del carbono dentro de los sedimentos y el bajo nivel de emisiones industriales en el área, pero al menos éste provee una idea del balance que existe en esta región.

## BIBLIOGRAFÍA

- Archer D. 2003. Biological fluxes in the ocean and atmospheric  $\text{pCO}_2$ . En: Elderfield H (ed.), *Treatise on Geochemistry*, Volume 6, The Oceans and Marine Geochemistry. Pp. 275–292.
- Bairbakhish AN, Bollman J, Sprengel C, Thierstein HR. 1999. Disintegration of aggregates and coccospheres in sediment trap samples. *Mar. Micropaleont.* 37: 219–223.
- Eppley RW, Peterson BJ. 1979. Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature* 282: 677–680.
- Fowler SW, Knauer GA. 1986. Role of large particles in the transport of elements and organic compounds through the ocean water column. *Progr. Oceanogr.* 16: 147–194.
- González-Yajimovich OE. 2004. Holocene sedimentation in the southern Gulf of California and its climatic implications. Doctoral dissertation, University Southern California, 230 pp.
- Goñi MA, Aceves HL, Thunell RC, Tappa E, Black D, Astor Y, Varela R, Muller-Karger F. 2003. Biogenic fluxes in the Cariaco Basin: a combined study of sinking particulates and underlying sediments. *Deep-Sea Res. I* 50: 781–807.
- Ljutsarev AV. 1987. Determination of organic carbon in sea bottom sediments by dry combustion. *Oceanology* 26: 533–536.

- Marland G, Boden TA, Andres RJ. 2005. Global, Regional, and National CO<sub>2</sub> Emissions. In Trends: A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A. [http://cdiac.ornl.gov/trends/emis/tre\\_mex.htm](http://cdiac.ornl.gov/trends/emis/tre_mex.htm).
- Nava-Sánchez EH. 1997. Modern fan deltas of the west coast of the Gulf of California, Mexico. Ph. D. Dissertation, University of Southern California U.S.A.
- Pérez-Cruz LL. 2000. Estudio Paleooceanográfico y Sedimentológico Holocénico de la Bahía de La Paz, Golfo de California. Tesis de doctorado. UNAM, México.
- Ridgwell A, Zeebe RE. 2005. The role of the global carbonate cycle in the regulation and evolution of the Earth system. *Earth Planet. Sci. Lett.* 294: 299–315
- Rodríguez-Castañeda AP. 2001. Elementos Mayores y Traza en Sedimentos y Macroalgas de la Bahía de La Paz, Baja California Sur, México. Tesis de maestría. CICIMAR-IPN, México.
- Romero N, Silverberg N, Roy S, Lovejoy C. 2000. Sediment trap observations from the Gulf of St. Lawrence. *Deep-Sea Res. II* 47: 545–584.
- Silverberg N, Sundby B, Mucci A, Zhong S, Arakaki T, Hall P, Tenberg A, Hillemeier A. 2000. Carbon mineralization and burial in sediments of the eastern Canadian continental margin. *Deep-Sea Res. II* 47: 699–732.
- Silverberg N, Martínez A, Aguiñiga S, Carriquiry JD, Romero N, Choumiline E, Cota S. 2004. Contrasts in sedimentation flux below the southern California Current between late 1996 and during the El Niño event of 1997–98. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 59: 575–587.
- Thunell RC. 1998. Seasonal and annual variability in particle fluxes in the Gulf of California: A response to climate forcing. *Deep-Sea Res. I* 45: 2059–2083.
- Thunell RC. 1998a. Particle fluxes in a coastal upwelling zone: Sediment trap results from Santa Barbara Basin, California. *Deep-Sea Res. II* 45: 1863–1884.
- Young JR, Ziveri P. 2000. Calculation of coccolith volume and its use in calibration of carbonate flux estimates. *Deep-Sea Res. II* 47: 1679–1700
- Urcádiz-Cázares FJ. 2005. Flujos de cocolitos (coccolitóforos) y su aporte de CaCO<sub>3</sub> evaluado con trampa de sedimentos en la Cuenca Alfonso (Bahía de La Paz), Golfo de California, México, Tesis de Licenciatura, Depto.de Geología, Universidad Autónoma de Baja California Sur, 62 pp.





## 29 FLUJOS DE CARBONO ORGÁNICO SEDIMENTARIO A LO LARGO DEL MARGEN CONTINENTAL DEL PACÍFICO NORORIENTAL MEXICANO DURANTE LOS ÚLTIMOS 50,000 AÑOS

---

*A. Sánchez y J. Carriquiry*

### INTRODUCCIÓN

Las escalas relevantes de variación en los flujos de carbono a nivel planetario van desde millones de años para los procesos controlados por los movimientos de la corteza terrestre, y hasta periodos de días e incluso segundos, para los procesos relacionados con el intercambio aire-océano ó la fotosíntesis. Aunque el contenido de CO<sub>2</sub> atmosférico es modulado por cambios en las razones de intercambio entre atmósfera y océano y atmósfera y biosfera, el nivel de concentración de CO<sub>2</sub> en la atmósfera es finalmente determinado por procesos geológicos y biológicos. Sin embargo, durante los últimos 200 años las actividades humanas han alterado el ciclo global del carbono de manera significativa, lo que ha motivado a tratar de entender los efectos que este incremento tendrá en las próximas generaciones. Debido a que las razones de cambio en los flujos de CO<sub>2</sub> atmosférico no sólo dependen de los cambios en las actividades humanas sino también de procesos biogeoquímicos y climatológicos así como de sus interacciones con el ciclo del carbono, en este trabajo se examinaron algunos cambios en los procesos biogeoquímicos y climatológicos que se entrelazan con el ciclo del carbono y de los nutrientes con la intención de identificar las escalas y patrones temporales en el sepultamiento de carbono orgánico (C<sub>org</sub>) en el margen continental de la región del Pacífico Nororiental Mexicano (PNOM).

## UNA PERSPECTIVA GEOLÓGICA DE CAMBIOS EN EL CO<sub>2</sub> ATMOSFÉRICO

Arrhenius reconoció hace más de 100 años que el CO<sub>2</sub> atmosférico cumplía con una función crítica en la regulación de la temperatura de la Tierra (Falkowski *et al.* 2000). Los análisis de núcleos de hielo de Groenlandia muestran de manera convincente que durante los últimos 420,000 años, el sistema climático del planeta ha operado en una banda de variación muy bien delimitada de concentraciones de CO<sub>2</sub> atmosférico y temperatura. El CO<sub>2</sub> ha oscilado entre 180 y 280 ppmv, en ciclos de 100,000 años aproximadamente (Smith *et al.* 1999, Petit *et al.* 1999). Sin embargo, la concentración de CO<sub>2</sub> es al presente 100 veces superior a esas cifras (Barnola *et al.* 1987), y la razón de cambio llega a ser hasta 100 veces más rápida que la observada en cualquier otro tiempo de los últimos 420,000 años. Además, el CO<sub>2</sub> como gas de invernadero tiene un papel relevante en las oscilaciones climáticas de escala glacial-interglacial y milenial (Sigman y Boyle 2000). Las investigaciones actuales se enfocan en la bomba biológica del océano (secuestro de carbono en el océano interior por la "lluvia" de C<sub>org</sub>) para explicar las variaciones observadas en el CO<sub>2</sub> atmosférico (e.g., Paytan *et al.* 1996; Kienast *et al.* 2004). Es así como la bomba biológica y su efecto concomitante (el sepultamiento de C<sub>org</sub> en el piso oceánico) relacionan las variaciones del CO<sub>2</sub> atmosférico con los flujos de carbono al piso oceánico.

Se han propuesto dos hipótesis para explicar como la bomba biológica influyó en el nivel de CO<sub>2</sub> en épocas pasadas. Algunos estudios sugieren que la bomba biológica en latitudes bajas tuvo su eficiencia máxima durante el último periodo glacial debido a que el reservorio de nutrientes no fue limitante (e.g., Paytan *et al.* 1996). Otros proponen que la bomba biológica fue más eficiente durante los periodos glaciares a causa de una utilización más completa de nutrientes en latitudes medias y altas, donde muchos de los nutrientes comúnmente permanecen inutilizados (e.g., Kienast *et al.* 2004).

La producción primaria global moderna en los márgenes y taludes continentales es estimada en 3.7 PgC año<sup>-1</sup>, siendo mayor a la estimada en 2.9 PgC año<sup>-1</sup> en el océano profundo (Walsh 1991, Liu *et al.* 2000, Jahnke *et al.* 1999). Estos autores sugieren que la bomba biológica secuestra 60% del carbono en el océano profundo y 40% en los márgenes continentales. En el caso particular del margen mexicano, la tasa de enterramiento de carbono orgánico es 0.6 mg cm<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>, considerando una eficiencia de enterramiento de 35% (Hartnett *et al.* 1998).

El margen continental del PNOM es uno de los pocos sitios del océano donde el desarrollo de la zona de oxígeno mínimo (ZOM), permite la preservación y enterramiento de  $C_{org}$  (Hartnett *et al.* 1998). Sin embargo, la alta productividad primaria y la ZOM han variado en sincronía con los cambios climáticos de escala glacial-interglacial y milenial (e.g., Ortiz *et al.* 2004). De esta forma, la ZOM puede tener un papel relevante en modular los flujos de  $CO_2$  en el sistema océano-atmósfera.

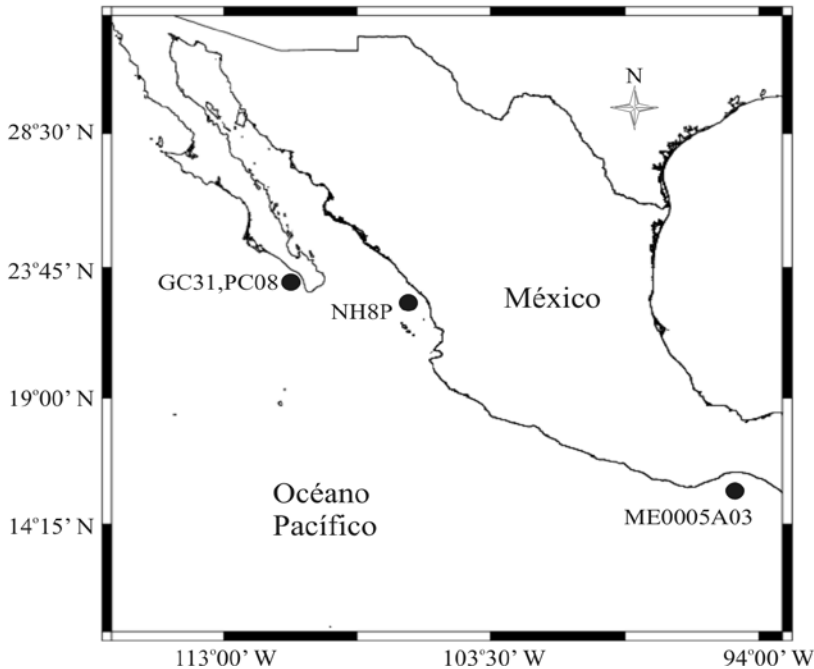
En el presente trabajo se evaluó el flujo de  $C_{org}$  sedimentario en dos núcleos, GC31 y PC08, recolectados a 700 m de profundidad, dentro de la ZOM del margen de Bahía Magdalena (margen Magdalena), Baja California Sur, México. Adicionalmente, se compara el flujo de  $C_{org}$  sedimentario calculado para el margen Magdalena con otros dos sitios del margen PNOM, Mazatlán (Ganeshram *et al.* 1998) y Golfo de Tehuantepec (Thunell y Kepple 2004), con el fin de discutir más ampliamente las variaciones en la preservación y enterramiento del  $C_{org}$  en esta región del Pacífico y su relevancia en el ciclo global del carbono.

## MÉTODOS

### RECOLECTA Y FECHADO DE LOS NÚCLEOS SEDIMENTARIOS

Un núcleo de gravedad (GC31, 23.47°N y 111.60°W) y uno de pistón (PC08, 23.47°N y 111.60°W) fueron recolectados a 700 m de profundidad en el margen Magdalena, durante la expedición OXMZ-01, a bordo del B/O Melville (fig. 1). Los núcleos GC31 (~4 m de longitud) y PC08 (~15 m de longitud) fueron recolectados dentro de la zona de oxígeno mínimo debido a la excelente preservación de la materia orgánica en esa zona. La parte superior del núcleo GC31 perdió 25 cm de longitud y el núcleo PC08 perdió 156 cm. Para establecer la cronología de cada núcleo, estos se fecharon con  $^{14}C$  (van Geen *et al.* 2003). La tasa de sedimentación resultante de los fechados radiométricos en GC31 y PC08 fue de ~30 cm  $ka^{-1}$  (van Geen *et al.*, 2003) lo que define el marco de tiempo operacional en la reconstrucción de las variaciones de flujos de carbono al fondo oceánico de ~50,000 años. Los núcleos fueron muestreados cada 5 cm (resolución ~170 años) y cada muestra tuvo un volumen de 3  $cm^3$ , integrando ~30 años. Las muestras fueron liofilizadas antes de proceder a la determinación de carbono.

Figura 1. Localización de los núcleos GC31 y PC08, recolectados a 700 m de profundidad, utilizados para estimar la tasa de enterramiento de  $C_{org}$  en el margen de Bahía Magdalena, Baja California Sur, México. Los núcleos NH8P (Ganeshram *et al.* 1998) y ME0005A03 (Thunell y Kepple 2004) fueron usados para propósitos de comparación



#### CARBONO ORGÁNICO

El contenido de carbono fue determinado con un analizador elemental LECO. Previo al análisis de  $C_{org}$ , los carbonatos fueron eliminados de la muestra adicionando HCl al 10%. El contenido de  $C_{org}$  es reportado en porcentaje en peso. La precisión analítica de la medición elemental de C es  $< 0.5\%$ .

#### TASA DE ACUMULACIÓN

La tasa de acumulación del  $C_{org}$  fue calculada a partir de la densidad del sedimento seco ( $DSS = 1.563 \times DSH - 1.560$ , donde  $DSH$  es la densidad del

sedimento húmedo; Lyle *et al.* 2000). Los datos de *DSS* fueron obtenidos por Alexander van Geen (Lamont-Doherty Earth Observatory de Columbia University, Nueva York). La tasa de acumulación y el porcentaje en peso de los componentes biogénicos fueron multiplicados por *DSS* para estimar la tasa de acumulación del  $C_{org}$  ( $mg\ cm^{-2}\ ka^{-1}$ ).

## RESULTADOS

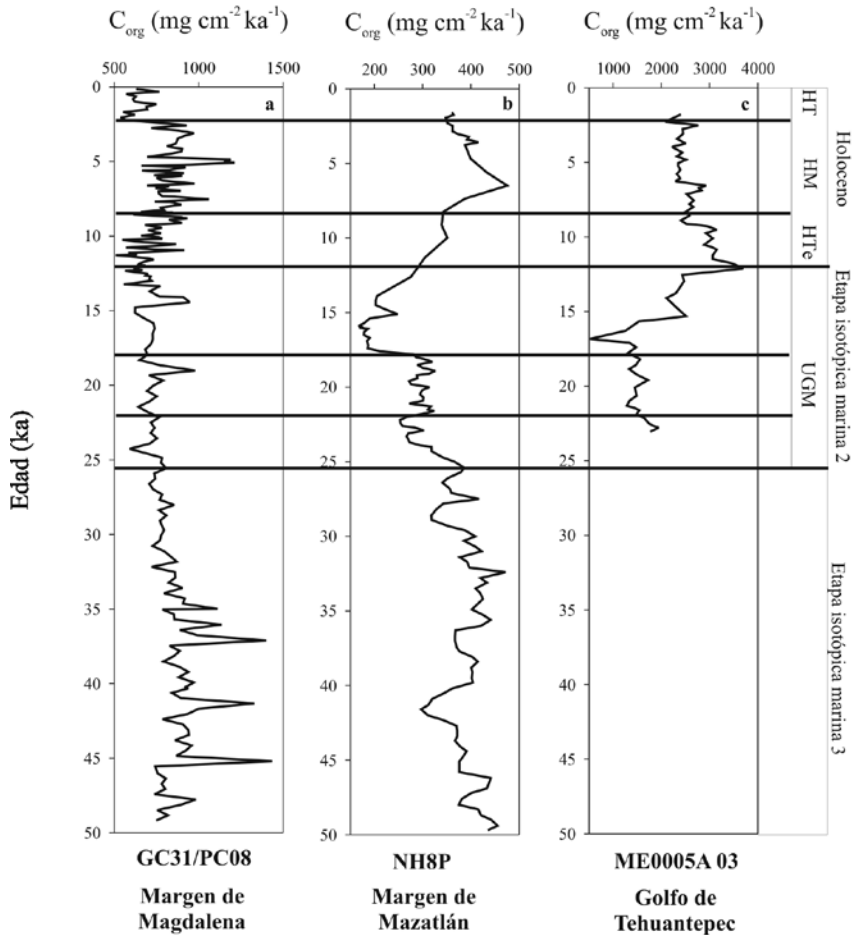
Los flujos de  $C_{org}$  en los núcleos GC31 y PC08 del margen Magdalena denotaron gran variabilidad ( $500$  a  $1250\ mg\ cm^{-2}\ ka^{-1}$ ) en los últimos  $15\ ka$  (fig. 2a). Los flujos de  $C_{org}$  medios durante el Holoceno medio fueron de  $1000\ mg\ cm^{-2}\ ka^{-1}$  y disminuyeron hasta  $600\ mg\ cm^{-2}\ ka^{-1}$  durante el Holoceno tardío (fig. 2a), lo que indica que el flujo de  $C_{org}$  fue mayor en periodos previos al presente. Durante el último glaciador máximo ( $22$ – $18\ ka$ ) el flujo de  $C_{org}$  (de  $800\ mg\ cm^{-2}\ ka^{-1}$ ) resultó ser relativamente mayor que el observado durante el Holoceno tardío ( $3$ – $0\ ka$ ). Por otra parte, durante la etapa isotópica marina 3 (EIM-3:  $50$ – $25\ ka$ ), la razón de sepultamiento de  $C_{org}$  llegó a su máximo, con  $1400\ mg\ cm^{-2}\ ka^{-1}$  (fig. 2a). De manera general, las oscilaciones en la razón de sepultamiento de  $C_{org}$  en el margen bajacaliforniano presentan gran similitud con la variación de escala milenial observada en el registro isotópico de hielo de Groenlandia (GISP-2).

A nivel regional, los flujos de  $C_{org}$  en el margen de Magdalena fueron hasta tres veces mayores que los observados en el margen de Mazatlán (fig. 2b; núcleo NH8P). Los flujos de  $C_{org}$  en el margen de Mazatlán fueron más altos durante la EIM-3,  $350\ mg\ cm^{-2}\ ka^{-1}$ . A partir de los  $15\ ka$ , los flujos de  $C_{org}$  en el núcleo NH8P incrementaron hasta un máximo  $\sim 500\ mg\ cm^{-2}\ ka^{-1}$  a los  $5\ ka$ , coincidiendo con un máximo de  $1200\ mg\ cm^{-2}\ ka^{-1}$  en el margen de Magdalena (fig. 2a, b) y estos flujos de  $C_{org}$  disminuyeron hacia el Holoceno tardío ( $350\ mg\ cm^{-2}\ ka^{-1}$  y  $600\ mg\ cm^{-2}\ ka^{-1}$ , respectivamente).

## DISCUSIÓN

Como se mencionó anteriormente, existen dos hipótesis (e.g., Paytan *et al.* 1996, Kienast *et al.* 2004) para explicar la disminución en la concentración de  $CO_2$  atmosférico en periodos previos al Holoceno tardío (Barnola *et al.* 1987). Estudios paleoceanográficos recientes (Sigma y Boyle 2000) han sugerido que la bomba biológica fue muy eficiente durante periodos previos al Holoceno tardío, lo cual ocasionó que el nivel de  $CO_2$  atmosférico disminuyera

Figura 2. Tasa de sepultamiento de  $C_{org}$  ( $mg\ cm^{-2}\ ka^{-1}$ ) a lo largo del margen oriental del Pacífico Mexicano. (a) Bahía Magdalena, a 700 m (b) Mazatlán, a 1000 m de profundidad y (c) Golfo de Tehuantepec, a 740 m de profundidad. (HT = Holoceno tardío, HM = Holoceno medio, HTe = Holoceno temprano, UGM = último glaciador máximo)



considerablemente durante el último glaciador a niveles de entre 180 y 200 ppm (Barnola *et al.* 1987). Bajo este argumento, la fijación de  $CO_2$  a través de la fotosíntesis por el fitoplancton marino incrementó la tasa de acumulación de  $C_{org}$  durante los periodos previos al Holoceno tardío (e.g., Paytan *et al.* 1996, Kienast *et al.* 2004).

La tasa de acumulación de  $C_{org}$  en el margen de Magdalena indicó que las etapas isotópicas previas al Holoceno tardío fueron más productivas. De esta forma, los altos flujos de  $C_{org}$  al fondo oceánico apoyan la idea de que la bomba biológica, a latitud media-baja, fue más eficiente durante el último glaciador máximo (UGM, 22 a 18 ka) y en la EIM-3 (fig. 2a). Por otra parte, los flujos de  $C_{org}$  en el margen de Mazatlán (Ganeshram *et al.* 1998) sugieren que la bomba biológica fue tan eficiente en el UGM y la EIM-3 como lo fue en el Holoceno tardío (fig. 2b). Sin embargo, los flujos de  $C_{org}$  en el Golfo de Tehuantepec (Thunell y Kepple 2004), aunque disminuyeron hacia el Holoceno tardío (fig. 2c), resultaron ser mayores que los valores de  $C_{org}$  observados en el UGM. Esto sugiere que la bomba biológica no fue tan activa en la región del Golfo de Tehuantepec como en Mazatlán y en Magdalena durante el UGM, lo que de acuerdo a Thunell y Kepple (2004) probablemente fue ocasionado por una disminución en el sistema de vientos generadores de surgencias.

La tasa de enterramiento de  $C_{org}$  durante el último glaciador máximo en las márgenes de Magdalena ( $800 \text{ mg cm}^{-2} \text{ ka}^{-1}$ ) y Mazatlán ( $300 \text{ mg cm}^{-2} \text{ ka}^{-1}$ ) fueron lo suficientemente altas como para mantener valores muy similares a los encontrados en el Holoceno tardío ( $600$  y  $300 \text{ mg cm}^{-2} \text{ ka}^{-1}$ , respectivamente). A partir de esta observación, se propone que la eficiencia en la bomba biológica resultó ser mayor hacia la región subtropical del PNOM e incluso en latitudes medias-altas, tal y como encontraron Kienast *et al.* (2004). De hecho, la tasa de sepultamiento de  $C_{org}$  en el margen central de California (ver figura 6 de Mortyn y Thunell 1997) presenta valores mayores ( $500 \text{ mg cm}^{-2} \text{ ka}^{-1}$ ) durante el UGM que durante el Holoceno tardío ( $300 \text{ mg cm}^{-2} \text{ ka}^{-1}$ ), apoyando la idea de una mayor eficiencia en el sepultamiento de  $C_{org}$ , y, por ende, de la bomba biológica.

Si la bomba biológica fue más eficiente durante periodos previos al Holoceno tardío, ¿cómo se mantuvo la alta productividad primaria y el enterramiento de  $C_{org}$ ? La alta productividad primaria que caracteriza al margen oeste de Norteamérica es ocasionada por el sistema de vientos del norte, los cuales favorecen el desarrollo de surgencias costeras (Mortyn y Thunell 1997). Estudios previos (Mortyn y Thunell 1997, Kienast *et al.* 2004, Hendy *et al.* 2004) han identificado este mismo patrón de variación latitudinal, de altas tasas de acumulación de  $C_{org}$  durante los periodos previos al Holoceno tardío a lo largo del margen del Pacífico Nororiental, relacionados a un sistema de surgencias más activo durante el último glaciador. De esta forma, la fuerza del viento aumentó, generando condiciones más favorables para el desarrollo de surgencias más intensas. Correspondientemente, el bombeo de nutrientes a



la superficie del océano permitió que éstos no fueran una limitante para los productores primarios, favoreciendo la alta productividad exportada y la alta tasa de sepultamiento de  $C_{org}$  a lo largo del margen oriental del Pacífico mexicano.

Las tasas de sepultamiento de  $C_{org}$  observadas a lo largo del margen oriental del Pacífico mexicano en este estudio sugieren que esta región pudo haber tenido un papel importante en el ciclo global del carbono, al secuestrar y enterrar más  $C_{org}$  durante periodos previos al Holoceno tardío. Lo anterior apoya la relevancia de considerar las márgenes continentales en los modelos del ciclo del carbono como lo mencionan Muller-Karger *et al.* (2005).

## CONCLUSIONES

La tasa de enterramiento de  $C_{org}$  a lo largo del margen oriental del Pacífico mexicano fue mayor durante el último glaciador y la EIM-3 que en el Holoceno tardío. Esto sugiere que los periodos previos al Holoceno tardío fueron más productivos. La elevada productividad primaria y el enterramiento de  $C_{org}$  registrados durante el último glaciador, y la EIM-3, sugieren que la bomba biológica fue más activa y eficiente en la región subtropical (Mazatlán y Magdalena). Los resultados del presente trabajo apoyan las evidencias encontradas en investigaciones previas que han sugerido que la alta productividad primaria durante el último glaciador fue producto de la intensificación de los vientos del norte favorables para el desarrollo de surgencias. Concomitantemente, el bombeo de nutrientes no fue limitante para los productores primarios, lo que favoreció la alta productividad exportada y la tasa de sepultamiento de  $C_{org}$  a lo largo del margen oriental del Pacífico mexicano.

## AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Lex van Geen (Lamont Doherty Earth Observatory de la Universidad de Columbia, Nueva York) por proporcionar los datos de densidad del sedimento obtenidos durante el crucero OXMZ-01, a bordo del B/O Melville. Pedro Castro proporcionó apoyo técnico en el laboratorio con las muestras de este crucero. Se agradece al personal científico participante en el crucero OXMZ-01.

## BIBLIOGRAFÍA

- Barnola JM, Raynaud D, Korotkevich YS, Lorius C. 1987. Vostok ice core provides 160,000 year record of atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature* 329: 408–411.
- Falkowski P, Scholes RJ, Boyle E, Canadell J, Canfield D, Elser J, Gruber N, Hibbard K, Hoegberg P, Linder S, Mackenzie FT, Moore III B, Pedersen T, Rosenthal Y, Seitzinger S, Smetacek V, Steffen W. 2000. The global carbon cycle: A test of our knowledge of earth as a system. *Science* 290: 291–296.
- Ganeshram RJ, Pedersen TF. 1998. Glacial-interglacial variability in upwelling and bioproductivity off NW Mexico: Implications for Quaternary paleoclimate. *Paleoceanography* 13: 634–645.
- Hartnett HE, Keil RG, Hedges JI, Devol AH. 1998. Influence of oxygen exposure time on organic carbon preservation in continental margin sediments. *Nature* 391: 572–574.
- Hendy IL, Pedersen TF, Kennett JP, Tada R. 2004. Intermittent existence of a southern Californian upwelling cell during submillennial climate change of the last 60 kyr. *Paleoceanography* 19(3): doi: 10.1029/2003PA000965.
- Jahnke RA. 1996. The global ocean flux of particulate organic carbon: Areal distribution and magnitude. *Global Biogeochem. Cycles* 10: 71–88.
- Kienast SS, Hendy IL, Crusius J, Pedersen TF, Calvert SE. 2004. Export production in the Subarctic North Pacific over the last 800 kyrs: No evidence for iron fertilization? *J. Oceanogr.* 60: 189–203.
- Liu KK, Atkinson L, Chen TA, Gao S, Hall J, Macdonald RW, McManus LT, Quinones R. 2000. Explorign continental margin carbon fluxes on a global scale. *EOS Trans. Am. Geophys. Union* 81: 641–644.
- Mortyn PG, Thunell RC. 1997. Biogenic sedimentation and surface productivity changes in the Southern California Borderlands during the last glacial-interglacial cycle. *Mar. Geol.* 138: 171–192.
- Muller-Karger F E, Varela R, Thunell R, Luerssen R, Hu C, Walsh JJ. 2005. The importance of continental margins in the global carbon cycle. *Geophys. Res. Lett.* 32: L01602, doi:10.1029/2004GL021346.
- Ortiz JD, O'Connell S B, DelViscio J, Dean W, Carriquiry JD, Marchitto TM, Zheng Y, van Geen A. 2004. Enhanced marine productivity off western North America during warm climate intervals of the past 52 k.y. *Geology* 32: 521–524.
- Paytan A, Kastner M, Chavez F. 1996. Glacial to interglacial fluctuations in productivity in the equatorial Pacific as indicated by marine barite. *Science* 274: 1355–1357.
- Petit JR, Jouzel J, Raynaud D, Barkov NI, Barnola JM, Basile I, Bender M, Chappellaz J, Davis M, Delaygue G, Delmotte M, Kotlyakov VM, Legrand M, Lipenkov VY,

- Lorius C, Pepin L, Ritz C, Saltzman E, Stievenard M. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399: 429–436
- Sigma DM, Boyle EA. 2000. Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. *Nature* 407: 859–869.
- Smith HJ, Fischer H, Wahlen M, Mastroianni D, Deck B. 1999. Dual modes of the carbon cycle since the Last Glacial Maximum. *Nature* 400: 248–250
- Thunell RC, Kepple AB. 2004. Glacial-Holocene d15N record from the Gulf of Tehuantepec, Mexico: Implications for denitrification in the eastern equatorial Pacific and changes in atmospheric N<sub>2</sub>O. *Global Biogeochem. Cycles* 18: GB1001, doi:10.1029/2002GB002028.
- van Geen A, Zheng Y, Bernhard JM, Cannariato KG, Carriquiry JD, Dean WE, Eakins B W, Ortiz JD, Pike J. 2003. On the preservation of laminated sediments along the western margin of North America. *Paleoceanography* 18: 1098, doi:10.1029/2003PA000911.
- Walsh JJ. 1991. Importance of continental margins in the marine biogeochemical cycling of carbon and nitrogen. *Nature* 350: 53–55.

Sexta parte

---

*Aplicaciones  
al ordenamiento  
ecológico marino*



## 30 EL USO POTENCIAL DE LA PRODUCCIÓN DE CARBONO ORGÁNICO EN EL MANEJO OCEÁNICO

---

*G. Enríquez-Hernández, B. Hernández-de la Torre  
y G. Gaxiola-Castro*

### INTRODUCCIÓN

La importancia estratégica de los recursos disponibles en la zona oceánica ha generado la necesidad de establecer derechos, con el objeto de salvaguardar los territorios nacionales y explotar tales recursos de manera sustentable en beneficio de las naciones. En México, el principal referente en materia de legislación marítima-costera se encuentra dentro de la Constitución Política de los Estados Unidos Mexicanos, donde se define la propiedad del territorio nacional, tanto terrestre como marino y se establece la soberanía y jurisdicción sobre los mismos (Cortina-Segovia y Quiñones-Valadez 2005).

Actualmente diferentes dependencias federales tienen competencia directa o indirecta en el ambiente oceánico y ejercen sus atribuciones particulares sin perjuicio de las que corresponden a otras instancias del Poder Ejecutivo Federal. En algunos casos, existen contraposiciones de competencias y desarticulación entre las leyes, lo que limita el adecuado ejercicio de la autoridad en el océano (Cortina-Segovia y Quiñones-Valadez 2005).

La fragmentación institucional en materia del manejo del océano se refleja en la legislación, debido a que las estructuras administrativas utilizadas para implementar las acciones de gobierno se han ido desarrollando gradualmente al igual que la asignación de las responsabilidades (Lévy 1993). La adopción de una aproximación multidisciplinaria e integrada dentro del marco normativo

de las instituciones de gobierno para regular las actividades antropogénicas y sus efectos en el océano, son parte de los avances que se han obtenido a partir de la Conferencia de las Naciones Unidas sobre el Medio Ambiente y el Desarrollo celebrada en Río de Janeiro en 1992, como un intento de lograr la gobernabilidad sustentable del océano (UNESCO 2001). Sin embargo, el proceso para transformar las propuestas en acciones concretas de gobierno ha sido lento, sobre todo en los países del tercer mundo.

En el caso particular de México, a pesar de las mejoras en el marco de la planificación a nivel nacional, de los progresos en el marco normativo en materia de protección al ambiente y de que el país ha firmado numerosos tratados internacionales que son específicos para costas y océanos, se cuenta con escasa experiencia en cuanto al manejo de áreas oceánicas.

México tiene una superficie marina territorial de 3,149,920 km<sup>2</sup> desde su Zona Económica Exclusiva (ZEE), la que supera en 1.6 veces la superficie continental (INEGI 2001). En esta zona marina se encuentran 159 islas repartidas entre el mar territorial y la ZEE (INEGI 2006). El Golfo de México, el Caribe mexicano y el Golfo de California son mares semicerrados, mientras que el Pacífico frente a la Península de Baja California y el Pacífico Tropical Mexicano son abiertos.

Según cifras preliminares de la actividad pesquera, la captura total nacional en peso vivo registrada en 2003 ascendió a 1,555,981 t, de las cuales 1,229,742 t corresponden a la pesca realizada en el Pacífico (INEGI 2006). En el Golfo de México se desarrolla una fuerte actividad económica, con más de 180 plataformas de producción petrolera de las que se extrajeron durante 2004 cerca de 2,800 barriles de petróleo crudo y aproximadamente 44,000 m<sup>3</sup> de gas natural, por día (PEMEX 2006).

Como parte de los avances en materia de planificación a nivel nacional, en 1996 se incorporó a la Ley General del Equilibrio Ecológico y la Protección al Ambiente (LGEEPA) el Ordenamiento Ecológico Marino (OEM) como el primer instrumento de planeación para el océano (INE-SEMARNAP 2000). Mientras que en el 2003 se publicó el Reglamento de la LGEEPA en Materia de Ordenamiento Ecológico, con el cual se establecen los procedimientos para el desarrollo de las diferentes etapas del ordenamiento ecológico del territorio, incluyendo aquellos en la zona oceánica (SEMARNAT 2003).

A finales de 2006 la Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT) presentó los principios de la Política Ambiental Nacional para el Desarrollo Sustentable de Océanos y Costas de México, con los cuales se pretende establecer los lineamientos generales de la política pública para la

gestión integrada de la zona costera de México, considerando para ello los intereses sectoriales y públicos en la generación e instrumentación de los programas que conduzcan hacia un desarrollo sustentable y la protección de los ecosistemas (SEMARNAT 2006a).

Con el objeto de hacer operativo estos principios, en el caso del OEM, es indispensable contar con la delimitación y regionalización de cada área específica en el océano, a través de una caracterización marina que describa los componentes físicos, biológicos y socioeconómicos de mayor importancia, e identifique y priorice aquellos atributos ambientales de interés sectorial, con el fin de establecer los mecanismos adecuados que permitan implementar acciones para el desarrollo de actividades productivas y la conservación de los ecosistemas.

## LA IMPORTANCIA DEL ESTUDIO DEL CARBONO MARINO PARA LA CARACTERIZACIÓN OCEÁNICA

Parte esencial para el desarrollo de un OEM eficaz, radica en las contribuciones que la biogeoquímica y la oceanografía pueden hacer a la fase de caracterización de las áreas oceánicas.

En los OEM, los procesos oceanográficos determinan por sí mismos la regionalización marina (Gallegos, comunicación personal) y cualquier metodología que se utilice para representar y establecer áreas oceánicas o costeras debe reconocer la complejidad de los procesos oceánicos del área de estudio, los cuales están dados por la interacción y la variabilidad espacio-temporal entre la atmósfera y el océano (Steele 1989).

En los procesos de caracterización oceánica, el uso de la producción del carbono orgánico se justifica sobre la base de su potencial de aplicaciones: el suplemento de nutrientes, la función básica de los ecosistemas y cómo éstos se relacionan con el ciclo biogeoquímico. Para ello es necesario utilizar la variabilidad espacio-temporal de la producción primaria como elemento básico para caracterizar áreas oceánicas y costeras.

La producción del carbono orgánico nuevo o producción primaria nueva ( $P_{\text{nueva}}$ ) es el resultado de la entrada de nutrientes alóctonos a la zona eufótica (ZE) y es una forma de estimar el carbono particulado que podría ser exportado a profundidades mayores. Este concepto ofrece además una base conceptual para la discusión de la relación entre el suplemento de nutrientes y la función del ecosistema pelágico, y cómo éste se relaciona con el ciclo biogeoquímico del carbono. Como parte integrante en el inicio de la cadena



trófica, la  $P_{\text{nueva}}$  muestra una relación estrecha con la variabilidad, abundancia y la disponibilidad de poblaciones marinas comercialmente explotables.

La  $P_{\text{nueva}}$  en aguas oceánicas puede estudiarse por diferentes vías: (1) por la entrada de nitrógeno en forma de nitratos a la zona eufótica, (2) por medio de trampas de sedimento para medir la suma del nitrógeno exportado de la zona eufótica al fondo del océano, (3) por variaciones en la tasa de consumo de oxígeno en la ZE, (4) a partir de coeficientes de acoplamiento de la columna de agua. El concepto de  $P_{\text{nueva}}$  brinda la capacidad de distinguir entre la energía requerida para mantener la integridad metabólica del ecosistema pelágico-bentónico y la energía disponible para el sostenimiento de estos ecosistemas.

Teniendo en cuenta la estrecha relación existente entre los procesos físicos y los biogeoquímicos que se presentan desde la superficie al fondo, es posible realizar inferencias de la producción primaria para caracterizar el océano. Estos procesos permiten identificar regiones cuyos patrones de variabilidad son semejantes, considerando la topografía y los forzamientos más importantes (Zavala-Hidalgo y Fernández-Eguiarte, 2006), siempre y cuando la base de datos existente sea la adecuada para emitir estas conclusiones.

Existen algunas estimaciones recientes de la variabilidad espacio-temporal del carbono orgánico en los mares de México. Martínez-Gaxiola *et al.* (2006, este volumen) estimaron la producción primaria ( $P_{\text{nueva}}$ ) integrada en la ZE a partir de información obtenida por sensores remotos del color y la temperatura del océano, desde enero de 1998 a diciembre de 2005. Dicho estudio se realizó en siete regiones de los mares mexicanos: Golfo de México Norte, Golfo de México Sur, Caribe Mexicano, Golfo de California, Pacífico frente a Baja California, Golfo de Tehuantepec y Océano Pacífico Tropical y los resultados obtenidos por estos autores permiten concluir que la variabilidad espacial de la producción de carbono orgánico está determinada por los diferentes procesos que se llevan a cabo en cada una de las regiones estudiadas, siendo el Pacífico frente a Baja California el área con mayor potencial de exportación de carbono orgánico por debajo de la ZE. La anterior conclusión, corrobora los resultados obtenidos por Hernández-de la Torre *et al.* (2003 y 2006, este volumen) y Espinosa-Carreón *et al.* (2007, este volumen) para la misma región.

## EJEMPLOS DE MANEJO OCEÁNICO

### EL CASO DEL GOLFO DE MÉXICO

El Golfo de México forma parte de la región del Gran Caribe y es considerado como la cuenca de aguas protegidas más grande del Océano Atlántico (Zárate-Lomelí *et al.* 2004). Este mar semicerrado es compartido por México, los Estados Unidos de América (EUA) y Cuba, por lo que su manejo adquiere una relevancia muy especial. El Golfo de México se encuentra expuesto a los impactos de las actividades humanas que se realizan en sus aguas, principalmente por parte de México y EUA, llevando a la degradación de los ecosistemas costeros y marinos de la región (Toledo-Ocampo 1996, Botello-Vázquez *et al.* 1996, Zárate-Lomelí *et al.* 1999, Yáñez-Arancibia y Day 2004).

Debido a problemas de contaminación y otros impactos ambientales que ponen en riesgo la integridad ecológica del Golfo de México, se han realizado dos paneles llamados Necesidades para la Gestión Integrada de la Zona Costera del Golfo de México y el Mar Caribe ( Realizados en noviembre del 2001 y el 6 y 7 de marzo de 2003 en Xalapa, Veracruz, respectivamente.). La finalidad de estos eventos ha sido impulsar el Programa de Manejo Integral de la Zona Costera-Marina de la región (Zárate-Lomelí y Yáñez-Arancibia 2003, Zárate-Lomelí *et al.* 2004).

De manera multilateral, México, EUA y Cuba sometieron un proyecto al Fondo Mundial del Ambiente (GEF, por sus siglas en inglés) durante 2000 para promover el manejo del gran ecosistema marino (GEM) del Golfo de México. La primera fase del proyecto fue aprobada en 2002 e incluyó la elaboración de un diagnóstico transfronterizo para el desarrollo del plan de acción estratégico, el cual será la base de este proyecto en el Golfo de México, a través de la implementación de los cinco módulos en qué consiste un programa de este tipo (Díaz de León *et al.* 2004).

### EL CASO DEL GOLFO DE CALIFORNIA

El único esfuerzo a nivel gubernamental en el que se ha tratado de impulsar el manejo oceánico en México a través de un OEM ha sido en la región del Golfo de California. Dicha región marina se encuentra entre los cinco ecosistemas con mayor biodiversidad y productividad del mundo, además de ser un sitio importante para la explotación de recursos marinos y el desarrollo de actividades recreativas de tipo náutico (Enríquez-Andrade *et al.* 2005). Tales

características han fomentado acciones de conservación en la parte terrestre, insular y oceánica del Golfo de California, y han conducido a la definición de diferentes áreas para la protección y cuidado de los recursos disponibles. Sin embargo, los esfuerzos se han planteado de manera fragmentada y no son suficientes para asegurar la integridad ecológica del Golfo de California como ecosistema (Coalición para la Sustentabilidad del Golfo de California 2001).

Para proteger la biodiversidad de la zona y hacer compatible con ella el desarrollo de actividades a nivel regional, tanto en la zona costera como oceánica, se llevó a cabo la primera caracterización y diagnóstico del Golfo de California entre 1997 y 2000. Posteriormente, se intentó generar programas de OEM y de ordenamiento costero en el Golfo de California (Consultores Internacionales 1999, RIMIRCOM 2002, COLMEX 2002, Espejel *et al.* 2004). Sin embargo, la falta de consenso multisectorial, de un marco administrativo adecuado y de experiencia en procesos de esta naturaleza, fueron factores que impidieron que ambos proyectos se concretaran.

El 5 de junio de 2004 se suscribió el Convenio de Coordinación del Ordenamiento Ecológico Marino del Golfo de California, tendiente a elaborar una nueva propuesta de ordenamiento para planificar el desarrollo de las actividades oceánicas (SEMARNAT 2006b). Considerando las experiencias fallidas mencionadas anteriormente, el nuevo OEM del Golfo de California cuenta con un reglamento específico para el desarrollo de las diferentes etapas del ordenamiento ecológico y con una participación activa de diferentes sectores para consensuar las estrategias. Con ello se propician mayores posibilidades de éxito en la implementación del programa a nivel regional.

Debido a la gran importancia ecológica, social, económica y geopolítica que poseen los dos golfos de la geografía mexicana, se han realizado estudios ecológicos integrales y proyectos internacionales, donde sería importante incorporar o tomar en cuenta, los trabajos sobre producción primaria. En este sentido, Alvarez-Borrego (2007, en este volumen) presenta una revisión de investigaciones relativas al carbono en el Golfo de México y Golfo de California, obtenidas a través de modelos semi analíticos o a partir de imágenes de satélite del color del océano, con los que es posible realizar cálculos de la producción primaria total y la producción nueva ( $P_{\text{nueva}}$ ), para estimar el flujo de  $\text{CO}_2$  entre el océano y la atmósfera. Este autor afirma que la descripción de la variación espacial y temporal de la  $P_{\text{nueva}}$ , la cual generalmente es controlada por factores físicos, puede dar una idea de la variabilidad del flujo de carbono orgánico de la capa superficial a aguas profundas y al fondo. Tal ejercicio

puede ser un primer intento para considerar en la fase de caracterización oceánica, la variación espacio temporal del CO<sub>2</sub> en estas dos importantes áreas oceánicas del país.

#### CASO DE ESTUDIO: PACÍFICO MEXICANO FRENTE A LA PENÍNSULA DE BAJA CALIFORNIA

Las estimaciones de la variación interdecadal de  $P_{\text{nueva}}$  a nivel regional, obtenidas por Hernández-de la Torre *et al.* (2006, este volumen) para la región oceánica y costera frente a la Península de Baja California a partir de series de tiempo (1970-2005), son un ejemplo del uso de grandes bases de datos, aunque éstas sólo existen para esta región del país. El estudio ha permitido identificar entre 1970–1975 un período positivo en el estimado de la remoción de carbono orgánico hacia el fondo marino (coincidiendo con la fase fría de la Oscilación Decadal del Pacífico, PDO) y un período negativo entre 1976 y 1998 (coincidiendo con la fase cálida).

Espinosa-Carreón *et al.* (2007, este volumen) estimaron la producción primaria frente a Baja California a partir de composiciones mensuales de color del mar, temperatura superficial del mar, irradiancia y del coeficiente de atenuación de luz difusa, entre enero de 1998 y mayo de 2002. A partir del patrón medio de la tasa de asimilación de carbono, la región frente a Baja California puede ser dividida en tres zonas: costera eutrófica, oceánica oligotrófica e intermedia mesotrófica. Asimismo, identificaron dos zonas de alta productividad ubicadas en la zona costera de la península de Baja California y en el Frente Ensenada.

Ambos estudios (Hernández-de la Torre *et al.* 2006, Espinosa-Carreón *et al.* 2007) demostraron que, con la existencia de información o con la generación de ésta, es posible calcular la variación de la producción primaria para establecer un primer patrón espacio-temporal a lo largo de un área limitada. Estos autores, además realizaron una regionalización del espacio marino con el fin de mostrar la variación espacio-temporal, ya sea como  $P_{\text{nueva}}$  o del patrón medio de la tasa de asimilación de carbono, lo cual les permitió obtener una serie de subdivisiones que representan las condiciones medias de las variables en cuestión y brindan la posibilidad de establecer regiones oceánicas como parte fundamental de la fase de caracterización marina.

## CONCLUSIÓN

Con base en los resultados que se presentan, se corrobora la tendencia de que las tasas de producción de carbono orgánico son mayores en zonas costeras y van disminuyendo hacia el océano profundo (Gaxiola-Castro y Alvarez-Borrego 1991, IOCCG 2000, Kharu y Mitchell 2001, Platt *et al.* 2003, Hernández-de la Torre *et al.* 2003, 2004, Espinosa-Carreón *et al.* 2004, Sosa-Ávalos *et al.* 2007, este volumen). Debido a la proximidad con la costa de las áreas de alta producción primaria, se requieren de estrategias de manejo que permitan mantener la diversidad marina y la biomasa de pesca comercial asociados a estas áreas, como medida para ayudar a la sustentabilidad de los recursos disponibles.

Una de los criterios más importantes a tener en cuenta para incluir variables o parámetros para la caracterización marina, es la cantidad y la calidad de la información disponible. Existen zonas como el Pacífico Mexicano, el Golfo de Tehuantepec y el Caribe Mexicano, que si bien presentan trabajos desde el punto de vista pesquero, no son suficientes ni periódicos para caracterizar una zona, por lo que es necesario la implementación y puesta en marcha de una red de investigaciones oceanográficas en todo el país.

Para progresar en la regionalización de la ZEE de México, considerando la producción primaria como un elemento importante dentro del proceso, será necesario: (1) obtener y analizar la información de series de tiempo de la temperatura superficial del mar (TSM), vientos, información sobre masas de agua (diagramas T-S) y frentes térmicos; (2) realizar estudios del hidroclima, actualizar los datos de batimetría tanto en plataforma como en la pendiente continental y la oceánica; (3) obtener series de tiempo de las áreas productivas mediante imágenes de satélite como las de SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field of View Sensor), AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) o MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer); (4) integrar toda la información obtenida para el proceso de regionalización. Es importante mencionar que, a pesar de los escasos datos de producción primaria con que se cuenta a partir de mediciones directas en el océano o por sensores remotos, los estudios referidos en este capítulo demuestran su potencial para ser utilizados en el proceso de regionalización marina.

La existencia de un marco normativo y una estructura administrativa para la realización de programas de OEM, es ya un paso importante en el desarrollo de las capacidades del Gobierno Federal para la planificación del océano. No obstante, la consolidación de los programas de OEM sólo podrá

darse con acciones concretas y mediante el compromiso de las instituciones de gobierno y de los actores involucrados en todo el proceso. Paralelamente, es necesario coordinar mediante los OEMs las acciones derivadas de acuerdos internacionales y las iniciativas dictadas a nivel nacional, dado que el OEM es el instrumento más adecuado para conjuntar ambos esfuerzos y producir programas operativos.

Los ejemplos de manejo oceánico expuestos en los párrafos anteriores, representan el interés por parte de las instituciones de gobierno, de investigación y la sociedad civil por mantener las condiciones ecológicas de estas áreas oceánicas.

## BIBLIOGRAFÍA

- Alvarez-Borrego S. 2007 (este volumen). Flujos de carbono en los golfos de California y México. Este mismo volumen. En: Hernández-de la Torre B, Gaxiola-Castro G (eds.), *Carbono en ecosistemas marinos de México*. INE, SEMARNAT, CICESE, México. Pp. 377-353.
- Botello-Vázquez A, Ponce-Vélez G, Toledo-Campo A, Díaz-González G, Villanueva S. 1996. Ecología, Recursos Costeros y Contaminación en el Golfo de México. En: Botello AV, Rojas Galviz JL, Benítez J, Zárata-Lomelí D (eds.), *Golfo de México, Contaminación e Impacto Ambiental: Diagnóstico y Tendencias*. Universidad Autónoma de Campeche. EPOMEX, Serie Científica 5: 25-44.
- Coalición para la Sustentabilidad del Golfo de California. 2001. Memoria Técnica del MegaTaller de Definición de Prioridades de Conservación del Golfo de California. Mazatlán, Sinaloa, 14 al 18 de Mayo de 2001. 140 pp.
- COLMEX. 2002. Bases para el Ordenamiento Ecológico de la Región de la Escalera Náutica (componente social y económico). Informe Final. 535 pp.
- Consultores Internacionales. 1999. Ordenamiento Ecológico Marino de la Región de Mar de Cortés (fases 1 y 2). CECARENA-ITESM - CIAD- Mazatlán - Conservación Internacional México -CRIP Guaymas, La Paz, Mazatlán y Ensenada-Dirección General de Ordenamiento INE, SEMARNAP - ICMYL Estación Mazatlán - Gobiernos Estatales - Delegaciones SEMARNAP - UABCS - UABC. Disco compacto.
- Cortina-Segovia S, Quiñones-Valadez L. 2005. Análisis y Recomendaciones del Marco Jurídico Aplicable a Océanos y Costas. Dirección General de Investigación en Política y Economía Ambiental-INE. Documento de trabajo En: [www.ine.gob.mx/download/anal\\_recom\\_marco\\_jur.pdf](http://www.ine.gob.mx/download/anal_recom_marco_jur.pdf).
- Díaz de León A, Álvarez-Torres P, Mendoza-Alfaro R, Fernández-Méndez JI, Ramírez-Flores O. 2004. Hacia un Manejo Integrado del Gran Ecosistema Marino del

- Golfo de México. En: Caso M, Pisanty I, Ezcurra E. (coords.), *Diagnóstico ambiental del Golfo de México* Vol. 2. SEMARNAT – INE, Instituto de Ecología AC, Harte Research Institute for Gulf of México Studies. Pp: 985–1006.
- Enríquez-Andrade R, Anaya-Reyna G, Barrera-Guevara JC, Carvajal-Moreno M de los A, Martínez-Delgado ME, Vaca-Rodríguez J, Valdés-Casillas C. 2005. An analysis of critical areas for biodiversity conservation in the Gulf of California region. *Ocean Coast. Manag.* 48: 31–50.
- Espejel I, León C, Fermán J, Bocco G, Rosete F, Graizbord B, Castellanos A, Arizpe O, Rodríguez G. 2004. Planeación del Uso del Suelo en la Región Costera del Golfo de California y Pacífico Norte de México. En: Rivera-Arriaga E, Villalobos-Zapata G, Azuz-Adeath I, Rosado-May F. (eds.), *El manejo costero en México*. Universidad Autónoma de Campeche-SEMARNAT- CETYS Universidad-Universidad de Quintana Roo. Pp: 321–339.
- Espinosa-Carreón TL, Strub T, Beier E, Ocampo-Torres F, Gaxiola-Castro G. 2004. Seasonal and interannual variability of satellite-derived chlorophyll pigment, surface height and temperature off Baja California. *J. Geophys. Res.* 109, C03039. doi: 1029/2003JC002105.
- Espinosa-Carreón TL, Cepeda-Morales J, Gaxiola-Castro G. 2007 (este volumen). Influencia de los procesos físicos en la producción de carbono orgánico frente a Baja California. En: Hernández-de la Torre B, Gaxiola-Castro G (eds.), *Carbono en ecosistemas acuáticos de México*. INE, CICESE. Pp. 293-304.
- Gaxiola-Castro G, Alvarez-Borrego S. 1991. Relative assimilation numbers of phytoplankton across a seasonally recurring front in the California Current off Ensenada. *CalCOFI Rep.* 32: 91–96.
- Hernández-de la Torre B, Gaxiola-Castro G, Alvarez-Borrego S, Gómez-Valdés J, Nájera-Martínez S. 2003. Interannual variability of new production in the southern region of the California Current. *Deep-Sea Research II* 50: 2423-2430.
- Hernández-de la Torre B, Gaxiola-Castro G, Nájera Martínez S. 2004. Efectos del ENSO en la producción primaria frente a Baja California. *Cienc. Mar.* 30: 427-441
- Hernández-de la Torre B, Gaxiola-Castro G, Álvarez-Borrego S, Aguirre-Gómez R. 2007 (en este volumen). Variabilidad interanual de la producción nueva (1970-2005) frente a Baja California en relación a la Oscilación Decadal del Pacífico. En: Hernández-de la Torre B, Gaxiola-Castro G (eds.), *Carbono en ecosistemas marinos de México*. INE, SEMARNAT, CICESE, México. Pp. 319-334.
- INEGI. 2001 *Anuario Estadístico Estados Unidos Mexicanos 2001*. INEGI, México, 701pp.
- INEGI. 2006. Información Geográfica. En: <http://mapserver.inegi.gob.mx/geografia/espagnol/datosgeogra>.

- INE-SEMARNAP. 2000. El Ordenamiento Ecológico del Territorio: Logros y Retos del Desarrollo Sustentable 1995-2000. Instituto Nacional de Ecología. Dirección General de Ordenamiento Ecológico e Impacto y Ambiental, México, 174 pp.
- IOCCG. 2000. Remote Sensing of Ocean Color in Coastal, and Other Optically-Complex, Waters. Sathyendranath S (ed.), Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, No. 3, IOCCG, Dartmouth, Canada.
- Kahru M, Mitchell G. 2001. Seasonal and nonseasonal variability of satellite-derived chlorophyll and colored dissolved organic matter concentration in the California Current. *Geophys. Res. Lett.* 106: 2517-2529.
- Lévy JP. 1993. A National Ocean Policy. An Elusive Quest. *Marine Policy* 17(2): 75-80.
- Martínez-Gaxiola MD, Sosa-Avalos R, Gaxiola-Castro G. 2007 (este volumen). Producción de carbono orgánico en los mares mexicanos (1998-2005). En: Hernández-de la Torre B, Gaxiola-Castro G (eds.), *Carbono en ecosistemas marinos de México*. INE, SEMARNAT, CICESE, México. Pp. 251-266.
- PEMEX. 2006. Estadísticas operativas. En: [www.pemex.com](http://www.pemex.com).
- Platt T, Sathyendranath S, Edwards AM, Broomhead DS, Ulloa O. 2003. Nitrate Supply and Demand in the Mixed Layer of the Ocean. *Marine Ecology Progress Series* 254: 3-9.
- RIMIRCOM. 2002. Ordenamiento Ecológico de la región de la Escalera Náutica: Aspectos Biofísicos e Integración. UABC, COLMEX, UNISON, UABCS, UAS, COLEF, CICESE, WWF, IMADES y CIIDIR. Disco compacto.
- SEMARNAT. 2003. Reglamento de la Ley General del Equilibrio Ecológico y Protección al Ambiente en Materia de Ordenamiento Ecológico. *Diario Oficial de la Federación*, viernes 8 de agosto de 2003. SEGOB, México.
- SEMARNAT. 2006a. Política Ambiental Nacional para el Desarrollo Sustentable de Océanos y Costas de México: Estrategias para su Conservación y uso Sustentable. SEMARNAT, 86 pp.
- SEMARNAT. 2006b. Ordenamiento Ecológico del Golfo de California. En: [www.semarnt.gob.mx](http://www.semarnt.gob.mx).
- Sosa-Ávalos R, Espinosa-Carreón LT, Gaxiola-Castro G. 2007 (este volumen). ¿Causaron las condiciones de La Niña 1999 un incremento en la producción de carbono orgánico frente a Baja California? En: Gaxiola-Castro G y Hernández-de la Torre B, Gaxiola (eds.), *Carbono en ecosistemas acuáticos de México*. INE, SEMARNAT, CICESE. Pp. 305-317.
- Steele JH. 1989. The ocean landscape. *Landscape Ecology* 3: 185-192.
- Toledo-Ocampo A. 1996. Marco Conceptual: Caracterización Ambiental del Golfo de México. En: Botello AV, Rojas-Galviz JL, Benítez J, Zárata-Lomelí D. (eds.),



- Golfo de México, Contaminación e Impacto Ambiental: Diagnóstico y Tendencias*. Universidad Autónoma de Campeche. EPOMEX Serie Científica 5. Pp: 1–24.
- UNESCO. 2001. Toward the 2002 World Summit on Sustainable Development, Johannesburg. Reports of the Conference Working Groups. The Global Conference on Ocean and Coasts, UNESCO, Paris. 46 Pp.
- Yáñez-Arancibia A, Day J. 2004. The Gulf of Mexico: Towards an integration of coastal management and large marine ecosystem management. *Ocean Coast. Manag.* 47: 537–563.
- Zárate-Lomelí D, Savedra-Vázquez T, Rojas-Galvís JL, Yáñez-Arancibia A, Rivera-Arriaga E. 1999. Terms of reference toward an integrated management policy in the coastal zone of the Gulf of México. *Ocean Coast. Manag.* 42: 345–368.
- Zárate-Lomelí D, Yáñez-Arancibia A. 2003. Necesidades para la Gestión y el Manejo Integrado de la Zona Costera del Golfo de México y Mar Caribe (Segundo Foro): Conclusiones. Instituto de Ecología A.C.- SEMARNAT- Louisiana State University, México, 23 pp.
- Zárate-Lomelí D, Yáñez-Arancibia A, Day JW, Ortiz-Pérez M, Lara-Domínguez A, Ojeda-de la Fuente C, Morales-Arjona LJ, Guevara-Sada S. 2004. Lineamientos para el Programa Regional de Manejo Integrado de la Zona Costera del Golfo de México y el Caribe. En: Caso M, Pisanty I, Ezcurra E. (Coor.), *Diagnóstico Ambiental del Golfo de México* Vol. 2. SEMARNAT-INE- Instituto de Ecología A.C. Harte Research Institute for Gulf of México Studies. Pp: 899–935.
- Zavala-Hidalgo J, Fernández-Eguiarte A. 2006. Propuesta para la regionalización de los mares mexicanos desde el punto de vista de los procesos físicos: el caso del golfo de México. En: Córdova A, Rosete F, Enríquez G, Hernández B (eds.), *Ordenamiento ecológico marino: visión temática de la regionalización*. México, INE, SEMARNAT. Pp. 21-32.

# RESÚMENES EN ESPAÑOL Y EN INGLÉS

---

## PRIMERA PARTE. *Generalidades del CO<sub>2</sub> en el océano y en la atmósfera*

### 1. PRINCIPIOS GENERALES DEL CICLO DEL CARBONO EN EL OCÉANO

*S. Alvarez-Borrego*

#### RESUMEN

La fuente principal de carbono ha sido en la forma de CO<sub>2</sub> proveniente de la actividad volcánica. En la escala geológica, la actividad biológica ha transferido la mayoría de ese CO<sub>2</sub> (99.5%) a los sedimentos oceánicos. En esa escala la biología ha controlado los procesos físicos en nuestro planeta. La atmósfera contiene unas 750 Gt C (gigatoneladas de carbono, 10<sup>9</sup> toneladas) en forma de CO<sub>2</sub> y cada año la sociedad humana produce unas 7 Gt C debido a la quema de combustibles fósiles, fabricación de cemento, deforestación y cambios en el uso de suelo. La biota y el suelo terrestres contienen unas 2160 Gt C, y los océanos contienen unas 37,300 Gt de carbono inorgánico disuelto. Como se puede apreciar, el reservorio oceánico es muy grande, por lo que su papel en el ciclo planetario del CO<sub>2</sub> es muy importante.

El incremento anual de CO<sub>2</sub> en la atmósfera es de sólo 3.4 Gt C, y gran parte de las otras 3.6 son absorbidas por el océano. En los primeros metros de profundidad el carbono se incorpora a los compuestos orgánicos y exoesqueletos, pero cuando los organismos mueren se hunden y algunos llegan hasta el sedimento. Este flujo de carbono se ha denominado “la bomba biológica” y ha sido muy efectivo en la escala geológica. Se ha estimado una absorción global oceánica del CO<sub>2</sub> antropogénico de 118 ± 19 Gt C de 1800 a 1994.

Palabras clave: Ciclo del carbono, gas invernadero, papel del océano, bomba biológica, calentamiento global.

#### ABSTRACT

The main source of carbon has been in the form of carbon dioxide ejected into the atmosphere by volcanoes. Biological activity has transferred the majority of this CO<sub>2</sub> (99.5%) to the oceanic sediments throughout geologic times. In the geological scale, biology has controlled physical processes in our planet. The atmosphere has ~750 Gt C (gigatons of carbon, 10<sup>9</sup> tons) as CO<sub>2</sub> and every year human society produces some 7 Gt C due to burning of fossil fuels, cement production, deforestation and changes of land use. Terrestrial biota, soil and detritus contain about 2160 Gt C, and the oceans contain about 37,300 Gt of dissolved inorganic carbon. Thus, the oceanic reservoir is very large, and this makes its role in the planetary cycle of CO<sub>2</sub> a very important one. Every year, atmospheric CO<sub>2</sub> increases by only 3.4 Gt C, and the oceans absorb a great portion of the remaining 3.6. In the first meters of depth, carbon is incorporated to the organic compounds and exoesqueletons, but when the organisms die they sink and some reach the sediments. This carbon flux has been referred to as the “biological pump” and it has been very effective in the geological scale. A global oceanic absorption of anthropogenic CO<sub>2</sub> has been estimated to be 118 ± 19 Gt C for the period 1800–1994.

Key words: Carbon cycle, green-house gas, role of the ocean, biological pump, global warming.

## 2. LA INTERACCIÓN ENTRE EL OCÉANO Y LA ATMÓSFERA: ASPECTOS FÍSICOS RELEVANTES EN LA TRANSFERENCIA DE GASES

*F. J. Ocampo Torres y H. García*

### RESUMEN

El flujo de gases entre el océano y la atmósfera representa una componente importante en los modelos de predicción del clima. En particular el flujo de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) es un proceso clave en la predicción de los escenarios a los que nos enfrentaremos en el futuro. Además, la determinación del flujo de  $\text{CO}_2$  es esencial para el establecimiento de los inventarios de carbono en las distintas escalas espaciales y temporales. En este capítulo se describen los mecanismos físicos básicos de la transferencia de gases a través de la superficie del mar y la forma de realizar su cálculo, haciendo énfasis en la necesidad de realizar mediciones directas del flujo para establecer la dependencia del coeficiente de transferencia con respecto a los parámetros físicos relevantes, con lo que se mejorarán los cálculos y predicciones realizados a partir de ellos. Se presentan resultados experimentales en los que se muestra la influencia de factores como el viento y el oleaje sobre los coeficientes de transferencia, se realiza una analogía con el coeficiente de arrastre correspondiente al flujo de momento entre el océano y la atmósfera y se discute sobre la influencia que tienen en la predicción del clima y la formulación de inventarios de carbono.

Palabras clave: Flujo de  $\text{CO}_2$  océano-atmósfera, velocidad de transferencia, coeficiente de transferencia, oleaje, burbujas.

### ABSTRACT

Gas flux between ocean and atmosphere is an important component of climate prediction models. In particular carbon dioxide ( $\text{CO}_2$ ) flux is a key process to predict scenarios we might face in the future. Moreover,  $\text{CO}_2$  flux determination is important to establish carbon inventories at all the spatial and temporal scales required. In this chapter the main physical mechanisms for gas transfer through the sea surface and the way to measure them are described. The need to perform direct measurements of the flux to determine the dependence of the transfer coefficients on relevant physical parameters is also emphasized, for they will improve calculations and predictions. Experimental results showing the influence of wind and waves on the transfer coefficients are presented and an analogy with the drag coefficient for moment flux is made.

*Key words:* ocean atmosphere CO<sub>2</sub> flux, transfer velocity, transfer coefficient, wave action, bubbles.

## SEGUNDA PARTE. *Los procesos biogeoquímicos del carbono*

### 3. CARBONO INORGÁNICO DISUELTO EN EL GOLFO DE CALIFORNIA EN CONDICIONES DE VERANO

*J.M. Hernández-Ayón, A. Zirino-Weiss, F. Delgadillo-Hinojosa y S. Galindo-Bect*

#### RESUMEN

Se discuten las observaciones realizadas del carbono inorgánico total (Ct), alcalinidad total (At) y pH a lo largo del eje central del Golfo de California (GC) durante el verano de 1996. Se identificaron tres procesos principales que controlaron la distribución del carbono inorgánico disuelto a lo largo del golfo durante esta época: 1) mezcla vertical, con un control sobre las concentraciones Ct mayor a 80% en la región de las grandes islas del GC; 2) remoción de carbono por procesos de fotosíntesis con una captación de carbono entre 100 y 160  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  en los primeros 50 m al sur de esta misma región; y 3) "remineralización", principalmente en las estaciones del norte del GC y con menor intensidad hacia el sur. La presión parcial del bióxido de carbono ( $p\text{CO}_2$ ) calculada para las estaciones de la región norte y para la región de las grandes islas sugiere que estas regiones son fuentes de CO<sub>2</sub> a la atmósfera, mientras que los datos de la región central la sugieren como un sumidero.

Palabras claves: Sistema del CO<sub>2</sub>, carbono inorgánico disuelto, Golfo de California, zonas costeras,  $p\text{CO}_2$ .

#### ABSTRACT

Measurements of total inorganic carbon (total CO<sub>2</sub>), total alkalinity (At) and pH along the main axis of the Gulf of California (GC) were made during summer 1996. The distribution of total CO<sub>2</sub> along the gulf during this season was controlled by three different processes: 1) vertical mixing, which was very important in the GC midriff island region and explained more than 80% of the CO<sub>2</sub> total concentration variability.

ty; 2) carbon uptake by photosynthesis, with values between 100 and 160  $\mu\text{mol kg}^{-1}$ , which was important in the upper 50m in region south of the midriff islands; and 3) carbon production by remineralization, which was found in the northern part of the GC and showed to be weaker in its southern part. The partial pressure of  $\text{CO}_2$  ( $p\text{CO}_2$ ) calculated for the northern and midriff island regions suggests them as sources of  $\text{CO}_2$  to the atmosphere, while  $p\text{CO}_2$  calculated for the central part of the gulf indicate that it behaves as a  $\text{CO}_2$  sink.

Key words:  $\text{CO}_2$  system dissolved inorganic carbon,  $p\text{CO}_2$ , Gulf of California.

#### 4. ESTUDIO DE LAS VARIABLES DEL $\text{CO}_2$ EN LA REGIÓN DE LAS GRANDES ISLAS DEL GOLFO DE CALIFORNIA EN CONDICIONES DE INVIERNO

*J.M. Hernández-Ayón, F. Delgadillo-Hinojosa, T. Camiro-Vargas y M. López-Mariscal*

##### RESUMEN

Se estudió la distribución de las variables del sistema del  $\text{CO}_2$  (Ct, At, pH y  $p\text{CO}_2$ ) en la región de las grandes islas (RI) del Golfo de California (GC). Se identificaron dos masas de agua en la RI: Agua del Golfo de California (AGC) y Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt). Con base en la relación temperatura-salinidad (T-S) y la estratificación de la columna de agua ( $\phi$ ), del AGC se obtuvieron tres zonas hidrológicas distintas. La zona 1 tuvo mínima estratificación, con baja salinidad y temperatura y con una presión parcial de  $\text{CO}_2$  ( $p\text{CO}_2$ ) de hasta 1040  $\mu\text{atm}$ , pH de 7.65 y un  $\text{CO}_2$  total (Ct) de 2266  $\mu\text{mol kg}^{-1}$ . Las isoclinas de  $T^\circ\text{C}$ , S, pH y Ct mostraron transporte de agua de ~75 m de profundidad hacia la superficie, indicando que el ASsSt es la principal fuente de Ct a la capa superficial. En la zona 2 se midieron las más altas salinidades, sugiriendo un mayor tiempo de residencia del agua en la superficie y un origen del agua del Norte del Golfo de California (NGC). Esta zona presentó una  $p\text{CO}_2$  de 750  $\mu\text{atm}$ , pH de 7.8 y una media de Ct de 2266  $\mu\text{mol kg}^{-1}$ . La zona 3 fue la más estratificada, más cálida y con mayor fluctuación en las variables del  $\text{CO}_2$ . Se registraron valores de pH de 7.75 a 7.95,  $p\text{CO}_2$  de 600 a 900  $\mu\text{atm}$  y Ct ~2160 a 2225  $\mu\text{mol kg}^{-1}$ . La ASsSt al traspasar la región de los umbrales y mezclarse con el AGC en el Canal de Ballenas, modifica sus características físico-químicas a profundidades superiores a los 400 m resultando en una disminución en sus niveles de Ct. En general, las aguas superficiales de la RI se encontraron saturadas con

CO<sub>2</sub>, indicando que bajo condiciones de invierno esta región se comportó como una fuente de CO<sub>2</sub> hacia la atmósfera.

Palabras claves: Golfo de California, Umbrales, CO<sub>2</sub> total, pCO<sub>2</sub>, pH.

#### ABSTRACT

The spatial distribution of the CO<sub>2</sub> system variables (Ct, At, pH and pCO<sub>2</sub>) was studied in the large island region (IR) of the Gulf of California (GC). Two water masses were identified in the IR: Gulf of California Water (GCW) and Subsurface Subtropical Water (SsStW). Based on the temperature-salinity (T-S) relationship and water column stratification ( $\phi$ ), three areas with distinct hydrology were determined. Area 1 presented minimum stratification, low salinity and temperature, a low pCO<sub>2</sub> of 1040  $\mu$ atm, pH of 7.65 and total CO<sub>2</sub> (Ct) of 2266 mmol kg<sup>-1</sup>. The isolines of temperature, S, pH and Ct showed a transport of water to the surface from ~75 m depth, indicating that SsStW is the main source of Ct to the surface layer in this region. The highest salinities were recorded in Area 2, which had a pCO<sub>2</sub> of 750  $\mu$ atm, pH of 7.8 and mean Ct of 2266 mmol kg<sup>-1</sup>, suggesting a greater residence time of the surficial water and an origin in the Northern Gulf of California. Area 3 was the most stratified and warmest, showing higher fluctuation of the CO<sub>2</sub> variables, with pH ranging from 7.75 to 7.95, pCO<sub>2</sub> from 600 to 900  $\mu$ atm and Ct from ~2160 to 2225 mmol kg<sup>-1</sup>. The decrease of Ct levels take place at depths greater than 400 m once SsStW crosses over the sills region and mixes with GCW within the Ballenas Channel. In general, under winter conditions, the surface waters of the IR were found to be saturated with CO<sub>2</sub> (pCO<sub>2</sub> >600  $\mu$ atm), indicating that this region behaved as a source of CO<sub>2</sub> to the atmosphere.

Key words: Gulf of California, thresholds, total pCO<sub>2</sub>, pCO<sub>2</sub>, pH.

## 5. COMPOSICIÓN Y CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA $\delta^{13}\text{C}$ DE CARBONO ORGÁNICO PARTICULADO EN AGUAS OCEÁNICAS DEL SUROESTE DEL GOLFO DE MÉXICO

*M. González-Ocampo, E. Escobar-Briones y P. Morales-Puente*

#### RESUMEN

Este estudio caracterizó el carbono orgánico particulado (COP) que es exportado al fondo marino, en un océano tropical estratificado, a través del análisis de isótopos de carbono trece ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ ) y la identificación de fitoplancton con microscopía

electrónica de barrido (MEB). Las muestras fueron recolectadas de seis niveles de profundidad en la columna de agua en el sector occidental del Golfo de México con localidades ubicadas sobre la planicie abisal, el talud continental y el Cañón de Campeche. Los valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  tuvieron una amplitud de  $-25.39$  a  $-20.95\%$ . Los valores medios estuvieron empobrecidos en  $^{13}\text{C}$  con la distancia a la costa y la profundidad (cañón  $0.5\%$ , talud continental  $0.93\%$ , planicie abisal  $1.19\%$ ). El  $\delta^{13}\text{C}$  del COP del cañón mostró diferencias estadísticamente significativas ( $p = 0.01$ ) entre localidades colindantes al Escarpe de Campeche y la plataforma continental. Las tres zonas batimétricas también fueron diferentes entre los valores de los niveles de profundidad, en particular el máximo de clorofila y el agua de fondo. El empobrecimiento a mayor profundidad se atribuyó al material refractario y al tiempo de residencia del COP en la columna de agua. Las imágenes de MEB mostraron que los coccolitofóridos dominaron las muestras oceánicas, las diatomeas el talud continental, y diatomeas y dinoflagelados las muestras del cañón. Las partículas midieron entre  $3$  y  $50\ \mu\text{m}$  de longitud.

Palabras clave: carbono orgánico particulado, Golfo de México, Exportación, isotopía estable, dinoflagelados.

#### ABSTRACT

This study characterized the particulate organic carbon (POC) that is being exported to the sea floor in a stratified tropical ocean, using the analysis of stable isotopic carbon ratios ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ ) supported with scanning electron microscope images (SEM). The samples were obtained at six depth levels in the water column in the western sector of the Gulf of Mexico in stations located on the abyssal plain, the continental slope and the Campeche canyon. The  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  POC values ranged from  $-25.39$  to  $-20.92\%$ . In average,  $^{13}\text{C}$  values were depleted with increasing distance from the coast and depth in this study (canyon  $0.5\%$ , continental shelf  $0.93\%$ , and abyssal plain  $1.19\%$ ). The POC in the canyon showed significant differences ( $p = 0.01$ ) among the sites adjacent to the Campeche Escarpment and the continental shelf. The values of the deeper levels in the water column were different in all three-depth zones, mainly between the chlorophyll maximum and the bottom water mass. The depleted values recorded with increasing depth were attributed to a larger proportion of refractory material and to the residence time of the organic particles in the water column. SEM images showed that coccolithophore were the dominant components in samples from offshore waters, the diatoms were dominant in the continental slope, and both diatoms and dinoflagellates characterized the canyon. The size of the particles ranged between  $3\ \mu\text{m}$  and  $50\ \mu\text{m}$  length.



Key words: Particulate organic carbon, Gulf of Mexico, exportation, stable isotopes, dinoflagellates.

## 6. MICROBIOS HETERÓTROFOS EN EL CICLO DEL CARBONO OCEÁNICO EN EL PACÍFICO MEXICANO

*H. Maske, R. Cajal-Medrano y A. Jiménez-Mercado*

### RESUMEN

Las bacterias heterótrofas son el agente más importante en la mineralización del carbono orgánico particulado (POC) o disuelto (DOC) en el océano. El DOC constituye la fracción de carbono orgánico más grande en el mar y es producido por la fotosíntesis del plancton autótrofo y durante cada paso de pastoreo. Las bacterias son las principales consumidoras del DOC, el cual asimilan para producir biomasa nueva que puede entrar a la red trófica, respirando el resto para producir energía metabólica. El descriptor de la relación entre asimilación e incorporación de materia orgánica, es la eficiencia de crecimiento (BCGE, *bacterial carbon growth efficiency*) que muestra gran variabilidad (0.01 a 0.51). En nuestra investigación experimental hemos encontrado una relación positiva entre la BCGE y la tasa de crecimiento específico y con la temperatura.

Durante un crucero en el sureste de la Península de Baja California en marzo de 2005, se tomaron datos de la abundancia y producción bacteriana en la capa superficial. Los datos siguen tendencias globales en su relación con la biomasa del fitoplancton y la temperatura. La comparación de los datos de producción y biomasa del bacterioplancton con la concentración de clorofila sugieren que la producción bacteriana es 0.2 de la producción primaria. Si suponemos un BCGE de 0.2, la tasa de incorporación de materia orgánica bacteriana resulta similar a la producción primaria. Los cálculos muestran el impacto potencial que tiene el bacterioplancton en el ciclo del carbono oceánico y el papel central que tiene la BCGE para su modelación.

Palabras clave: bacterioplancton, producción bacteriana, eficiencia de crecimiento de bacterias.

### ABSTRACT

The most important group of organisms responsible for the oxidation of particulate (POC) or dissolved (DOC) organic matter are the heterotrophic bacteria. The DOC represents the biggest pool of organic matter in the ocean and is produced during

photosynthesis of the autotrophic plankton and primary production and during each grazing step. Bacteria are the most important DOC consumers and they convert part of it into new biomass that can enter the trophic food web, and use the rest to produce metabolic energy equivalents. Bacterial carbon growth efficiency (BCGE) quantifies the relationship between biomass production and organic carbon uptake and varies widely between 0.01 and 0.51. This laboratory research showed a positive relationship between the BCGE and specific growth rate and temperature.

During a research cruise SE of the Baja California Peninsula during March 2005, bacterial abundance and production in the upper water column data were collected. Comparing these data with the phytoplankton biomass concentration and the temperature from the same cruise, the data compare well with global trends. A comparison of bacterial production and biomass with the chlorophyll concentration suggests that bacterial production is approximately 0.2 of the primary production. If a BCGE of 0.2 is assumed then the organic carbon uptake by bacteria is similar to primary production. Estimates demonstrate the importance of bacteria-plankton in the carbon cycle of the upper ocean and the critical role of BCGE to model the carbon cycle correctly.

Key words: bacteria-plankton, bacterial production, BCGE.

## 7. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DEL CARBONO ORGÁNICO TOTAL EN EL SEDIMENTO SUPERFICIAL DE LA PLANICIE ABISAL DEL GOLFO DE MÉXICO

*F.J. García-Villalobos y E. Escobar-Briones*

### RESUMEN

Con el fin de describir el patrón de distribución del carbono orgánico total (COT) se analizaron 106 muestras de sedimento recolectadas en localidades en un intervalo batimétrico de 1025 m a 3795 m procedentes del sector suroeste del Golfo de México (GdM) como parte de las campañas de los programas SIGSBEE, PROMEBIO y DGoMB. Los resultados de este estudio indican que el contenido de COT en el sedimento del suroeste del GdM está controlado, por una parte, por la profundidad de la columna de agua respondiendo en un patrón sigmoidal y, por otra, por la distancia a la costa y la topografía de la región.

Palabras clave: carbono biogénico, carbono orgánico total, exportación, secuestro, sedimento.

## ABSTRACT

Sediment samples were selected from 106 sites across the depth range (1025 to 3795 m) in the southern Gulf of Mexico as part of the SIGSBEE, PROMEBIO and DGoMB cruise programs, and analyzed for the total organic carbon distribution. The results of this study indicate that the organic carbon content of sediments in the deep southwestern Gulf of Mexico is controlled by water depth, where it responded in a sigmoidal shaped pattern, as well as by distance from the coast and regional topographic influences.

Key words: biogenic carbon, total organic carbon, export, burial, sediment.

## 8. EL PAPEL DEL ZOOPLANCTON EN LA TRANSFERENCIA DEL CARBONO EN EL OCÉANO

*B.E. Lavaniegos*

## RESUMEN

El zooplancton juega un papel fundamental en la transferencia de carbono en las redes tróficas marinas y su flujo vertical en la columna de agua. Sin embargo, es el componente menos comprendido del ciclo de carbono, debido a que involucra varios niveles tróficos, produciendo ramificaciones en la ruta del carbono. La fracción del microzooplancton (2–200  $\mu\text{m}$ ) es la más significativa en la remoción de partículas pequeñas. Se estima que alrededor del 75% de la producción primaria es consumida por el microzooplancton en la zona oceánica tropical y del 60% en las zonas templadas y polares (Calbet y Landry 2004). El carbono contenido en el microzooplancton se recicla en la columna de agua al servir como alimento del mesozooplancton (0.2–20 mm). Este último remueve partículas de fitoplancton relativamente grandes como las diatomeas y microzooplancton. El carbono incorporado en sus tejidos y el de sus productos metabólicos se separan en dos rutas distintas. La mayor parte de la producción secundaria debida a copépodos se recicla en la zona eufótica, mientras que la correspondiente a organismos gelatinosos herbívoros (salpas, doliólidos, pterópodos) es secuestrada hacia el fondo marino por un efecto de empaquetamiento en pesadas partículas fecales. Se han estimado flujos verticales entre  $<1 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  a  $609 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  debidos a las excretas en agregados de salpas frente a Baja California que contribuyen al enriquecimiento de la comunidad bentónica. De acuerdo a estimaciones de producción primaria este flujo podría representar desde  $<1\%$  hasta

>100% del carbono orgánico producido en la columna de agua. El flujo vertical de carbono debido al zooplancton también involucra un componente activo por migración vertical. Este es el factor menos comprendido y se refleja en la discrepancia de las estimaciones en la literatura.

Palabras clave: zooplancton, carbono, pastoreo, copépodos, salpas.

#### ABSTRACT

The zooplankton plays an important role in the carbon transference through the trophic marine webs and its vertical flow in the water column. However, it is the component less understood of the carbon cycle, because the zooplankton comprises several trophic levels, producing ramifications in the carbon pathway. The microzooplankton fraction (2–200  $\mu\text{m}$ ) is the most significant in the removal of small particles. It has been estimated that 75% of the primary production is consumed by microzooplankton in the tropical oceanic zone and 60% in temperate and polar zones (Calbet and Landry 2004). The carbon content of microzooplankton is recycled in the water column to feed the mesozooplankton (0.2–20 mm). This last removes relatively large phytoplankton particles as diatoms and microzooplankton. The carbon incorporated in their tissues and their metabolic products splits up in two different pathways. Most of the secondary production from copepods is recycled in the euphotic zone, while that corresponding to gelatinous herbivore organisms (salps, doliolids, pteropods) is sequestered and deposited in the bottom by its packing in heavy fecal particles. The carbon flow of fecal pellets has been estimated between  $<1 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  to  $609 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  in salp aggregates off Baja California, which contribute to enhance the benthic community. According with estimations of primary production, this flow could represent from  $<1\%$  to  $>100\%$  of the organic carbon produced in the water column. The vertical carbon flow by the zooplankton also involves an active component due to vertical migration. This is the least understood factor as may be noted in the discrepant estimations in the literature.

Key words: zooplankton, carbon, grazing, copepods, salps.

## 9. PASTOREO POR EL MESOZOOPLANCTON EN LA REGIÓN CENTRAL DEL GOLFO DE CALIFORNIA: UN ESTUDIO ESTACIONAL

*J. García-Pámanes, J.R. Lara-Lara y C. Bazán-Guzmán*

### RESUMEN

Se realizaron cuatro cruceros a la región del Golfo de California, en otoño de 1994 y primavera, verano y otoño de 1995, para realizar experimentos y mediciones de algunos de los procesos y variables que intervienen en el pastoreo por el mesozooplancton en 11 estaciones de su zona central. Las tasas de pastoreo por el mesozooplancton ( $> 200 \mu\text{m}$ ) variaron entre 0.13 y 1.87 día<sup>-1</sup> en otoño de 1994, y entre 0.35 y 2.40 día<sup>-1</sup> en primavera, entre 0.31 y 4.75 día<sup>-1</sup> en verano y entre 1.01 y 4.84 día<sup>-1</sup> en otoño, de 1995. Se encontró gran heterogeneidad espacial en las tasas de pastoreo. Sólo se encontraron diferencias significativas ( $p < 0.05$ ) entre otoño de 1994 y otoño de 1995. El mesozooplancton presentó en promedio un consumo potencial de 65% de la producción primaria diaria en otoño de 1994, y de 82% en primavera, 86% en verano y 98% en otoño de 1995, por lo que se concluye que este consumo vía pastoreo, tiene un rol importante que define el rumbo de los flujos de carbono en el Golfo de California.

Palabras clave: flujos de carbono, pastoreo, mesozooplancton, Golfo de California.

### ABSTRACT

In order to understand the fate of the primary production in the central Gulf of California, four cruises were carried out (fall 1994, spring, summer and fall 1995), in which grazing rates of the mesozooplankton were measured. These grazing rates ( $> 200 \mu\text{m}$ ) varied between 0.13–1.87 day<sup>-1</sup> (average = 0.94 day<sup>-1</sup>) in the fall of 1994, and between 0.35–2.40 day<sup>-1</sup>, 0.31–4.75 day<sup>-1</sup> and 1.01–4.84 day<sup>-1</sup>, in the spring, summer and fall of 1995 respectively. The grazing rates showed high spatial variability. There were statistic significant differences ( $p < 0.05$ ) only between falls 1994 and 1995. The fraction of the daily primary production of phytoplankton ingested by the mesozooplankton varied from 65% in fall 1994 to 98% in fall 1995. Therefore, we conclude that the mesozooplankton grazing defines the path of the carbon fluxes in the central Gulf of California.

Key words: carbon fluxes, grazing, mesozooplankton, Gulf of California.

## TERCERA PARTE. *El carbono en aguas costeras y lacustres*

### 10. VARIABILIDAD DEL CARBONO ORGÁNICO PARTICULADO EN UNA LAGUNA SOMERA DE BAJA CALIFORNIA

*J.R. Hernández-Alfonso, A. Martínez-López y A.N. Maeda-Martínez*

#### RESUMEN

Se describe la variación y la contribución porcentual del carbono de origen fitoplanctónico (CF) y no fitoplanctónico (CNF) como fuente potencial de alimento para los cultivos naturales de la almeja mano de león (*Nodipecten subnodosus*) en Laguna Manuela, Baja California (BC), México. La contribución porcentual de cada componente se obtuvo mediante una regresión lineal simple entre el carbono orgánico y la clorofila *a* (Chl *a*). De igual forma, se calcularon utilizando un valor de 40 de la relación carbono/clorofila. Ambos componentes mostraron una gran variabilidad durante el período de estudio, con una dominancia del CNF, a excepción de la primavera y verano-otoño de 2002 y 2003 en donde el CF se incrementó notablemente. Existe una diferencia entre la contribución porcentual de los componentes del carbono obtenida mediante la regresión lineal y la relación carbono/clorofila. Los valores de C/N se mantuvieron entre 5 y 7, los cuales son característicos del fitoplancton, excepto durante una parte de las primaveras (mayo-julio) de 2002 y 2003. Se concluye que el principal alimento disponible para los cultivos de la almeja mano de león es el que contiene el carbono de origen no fitoplanctónico, cuyo constituyente principal son los detritos.

Palabras clave: carbono fitoplanctónico, carbono no fitoplanctónico, moluscos, *Nodipecten subnodosus*, Laguna Manuela.

#### ABSTRACT

The variation and percentage of contribution of phytoplanktonic carbon (PC) and non-phytoplanktonic carbon (NPC) is described as potential food source for the natural cultures of the lion-paw scallop (*Nodipecten subnodosus*) in Laguna Manuela, BC, Mexico. The percentage of contribution of each component was obtained by a simple linear regression between organic carbon and chlorophyll *a*. Simultaneously, contributions were calculated using a carbon/chlorophyll ratio of 40. Both components showed a high variability during the study period with a dominance of NPC with the exception of the spring and summer-autumn of 2002 and 2003 when the PC increased remarkably. A difference between methods to obtain the percentage of PC was obtained.

The C/N ratios varied between 5 and 7, which are characteristic of the phytoplankton, with exception of May–July 2002 and 2003. The main food available for the culture of the lion-paw scallop is the NPC, whose main component is detritus.

Key words: phytoplanktonic carbon, non-phytoplanktonic carbon, mollusks, *Nodipecten subnodosus*, Laguna Manuela.

## 11. INTERCAMBIO DE CARBONO ORGÁNICO PARTICULADO DEL SISTEMA LAGUNAR SAN IGNACIO-NAVACHISTE, SINALOA, CON EL MAR ADYACENTE

*D. Escobedo-Urías, A. Martínez-López, A. Jiménez-Illescas, A.E. Ulloa-Pérez y A. Zavala-Norzagaray*

### RESUMEN

Con la finalidad de determinar el flujo de carbono orgánico particulado entre el sistema lagunar San Ignacio-Navachiste y la zona costera adyacente, se realizaron muestreos durante el otoño de 1999, y la primavera y verano de 2000. Se midió velocidad y dirección de la corriente mediante el uso de 2 correntímetros autónomos colocados en las dos bocas que comunican el sistema con el Golfo de California. Se determinó su área de sección transversal y se calculó el gasto por ciclo de marea. Se realizaron variaciones nictemerales (26 horas) durante las cuales se obtuvieron, cada 2 horas, muestras para la determinación mediante el método de pérdida por combustión, de carbono orgánico particulado (COP) y clorofila *a* (Chl *a*). Los valores medios de COP estuvieron entre 6.3 y 12 mg l<sup>-1</sup>, mientras que el rango de concentración de Chl *a* osciló de 0.24 a 39.2 mg m<sup>-3</sup> con mayores concentraciones durante el flujo de marea. Se observó una entrada neta de COP por la boca norte del sistema y exportación por la boca sur durante todo el monitoreo. El balance de masa mostró que durante noviembre de 1999 el sistema exportó 108 t de COP a la plataforma continental adyacente, mientras que durante primavera incorporó 97 t.

Palabras clave: carbono orgánico particulado, laguna costera, balance de masa, Navachiste.

### ABSTRACT

With the purpose to determine the exchange of particulate organic carbon (POC) between Laguna Navachiste and the adjacent coastal shelf, 3 nictemeral cycles of

sampling were carried out in autumn 1999 (November), spring (March) and summer (August) 2000. During the samplings at the two mouths that communicate this system with the open ocean, current speed and direction were registered by 2 autonomous currentmeters, transversal section areas of the mouths being also determined. Additionally, with the purpose of recording the diurnal variability (26 hours) of POC (lost ignition method) and chlorophyll *a* (Chl *a*), water samples at surface, middle and bottom depths were collected for their determination. The mean values of POC during the period of sampling were between 6.3 and 12 mg L<sup>-1</sup> and the Chl *a* ranged between 0.24 and 39.2 mg m<sup>-3</sup>. Net balance showed 108-ton exports of POC from de lagoon system to the adjacent ocean in November, and 97-ton inputs during March.

Key words: particulate organic carbon, coastal lagoon, mass balance, Navachiste.

## 12. VARIABILIDAD DEL CO<sub>2</sub> TOTAL DURANTE EVENTOS DE SURGENCIA EN BAHÍA SAN QUINTÍN, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO

*J.M. Hernández-Ayón, V.F. Camacho-Ibar, A. Mejía-Trejo  
y A. Cabello-Pasini*

### RESUMEN

Bahía San Quintín (BSQ) es una laguna costera en cuya regulación de procesos bioquímicos el océano juega un papel crítico. El objetivo de este trabajo fue evaluar el efecto de la surgencia y los fenómenos asociados a las mareas sobre la concentración de carbono inorgánico total (Ct), pH, temperatura, niveles de nitratos y concentración de clorofila *a* en la columna de agua. En junio de 2002 se realizaron cuatro muestreos en 15 localidades desde la boca hasta la cabeza de esta laguna costera en diferentes fases de marea. Se observaron pulsos de hasta 2150 μmol kg<sup>-1</sup> de carbono inorgánico disuelto hacia el interior de la bahía. Los registros continuos de temperatura y el índice de surgencia indicaron la presencia de eventos de surgencia durante los cuatro muestreos. El mayor transporte de Ct hacia la zona interna de BSQ ocurrió cuando los eventos de surgencia coincidieron con mareas vivas. Además, se encontró que en todos los muestreos realizados en la mayor parte de BSQ hubo sobresaturación de CO<sub>2</sub> y, por lo tanto, un gradiente de CO<sub>2</sub> del océano hacia la atmósfera. Por el contrario, el consumo de CO<sub>2</sub> debido a las altas abundancias de pastos marinos y al largo tiempo de residencia del agua en la zona interna de la bahía disminuyeron los niveles de Ct hasta aproximadamente 1800 μmol kg<sup>-1</sup>, registrando además valores de subsaturación de CO<sub>2</sub>.



Palabras clave: Bahía San Quintín, CO<sub>2</sub> total, zonas costeras, sistema del CO<sub>2</sub>, surgencias.

#### ABSTRACT

San Quintín Bay (SQB) is a coastal lagoon where the ocean has a critical role in the regulation of the biogeochemical processes. The main goal of this work was to evaluate the effect of upwelling and tidal transport on the inorganic carbon concentrations (Ct), pH, temperature, nitrate and chlorophyll *a* concentration in the water column. Water samples were collected in June 2004 at 15 sites from the mouth to the inner part of the bay during different tidal phases. Pulses of dissolved inorganic carbon were observed towards the inner area with values greater than 2150  $\mu\text{mol kg}^{-1}$ . Upwelling events were detected throughout the sampling period from temperature and upwelling index data. The highest Ct transport towards the inner bay occurred when the upwelling and spring tides match. Furthermore, saturation of CO<sub>2</sub> was observed at almost all the bay, resulting in a CO<sub>2</sub> gradient from water to the atmosphere. On the other hand, lowest Ct concentrations in the water column (1800  $\mu\text{mol kg}^{-1}$ ) were detected at the head of SQB as a result of seagrass growth and long water residence time, resulting in undersaturated CO<sub>2</sub> values.

Key words: San Quintin Bay, total CO<sub>2</sub>, coastal zones, CO<sub>2</sub> system, upwelling.

### 13. EL PAPEL DE *ZOSTERA MARINA* EN EL CICLO DEL CARBONO EN BAHÍA SAN QUINTÍN, BAJA CALIFORNIA

*S.E. Ibarra-Obando, E. Solana-Arellano y M. Poumian-Tapia*

#### RESUMEN

Se analizaron datos de biomasa foliar de *Zostera marina* recolectados en la zona intermareal de Bahía Falsa, San Quintín (Baja California), entre 1982 y 2005, para conocer su variabilidad a largo plazo. La biomasa foliar se correlacionó con las anomalías en la temperatura superficial del agua. Se cuantificó el reservorio de carbono para las praderas intermareales y se contrastó esta información con la obtenida previamente a partir del metabolismo bruto y neto a nivel de ecosistema. Usando datos del periodo 1982–2001 se encontró una correlación estadísticamente significativa entre las anomalías en la temperatura del agua y la biomasa foliar ( $r = -0.51$ ;  $p < 0.05$ ), de la cual se esperarí un aumento en la biomasa foliar durante periodos fríos. Se encontraron

diferencias significativas en la biomasa foliar en función del tiempo ( $p < 0.05$ ), con una tendencia general al aumento. Así, entre 1982 y 2004 la biomasa foliar de *Z. marina* prácticamente se duplicó. La mediana de la acumulación de carbono en la zona intermareal fue de  $30 \text{ t año}^{-1}$ . En contraste, datos previos sobre el metabolismo bruto indican que la acumulación y el consumo de carbono orgánico están prácticamente en equilibrio, mientras que el metabolismo neto a nivel del ecosistema indica que el consumo predomina.

*Palabras clave:* Anomalías de temperatura, biomasa foliar, macrofitas, sumidero de carbono, variabilidad a largo plazo.

#### ABSTRACT

An eelgrass aboveground biomass data base with data collected in the intertidal zone of Bahía Falsa, San Quintín (Baja California), between 1982 and 2005, was analyzed to assess long term variability. Aboveground biomass was correlated with surface water temperature anomalies. The carbon reservoir for the intertidal beds was quantified, and this information was contrasted with previous information on gross and net metabolism at the ecosystem level. Using data of the period 1982–2001, a statistically significant correlation between water temperature anomalies and aboveground biomass was found ( $r = -0.51$ ;  $p < 0.05$ ), from which one would expect an increase in the aboveground biomass during cold periods. We found significant differences in aboveground biomass through time ( $p < 0.05$ ) with a general increasing trend. Between 1982 and 2004, eelgrass aboveground biomass practically doubled. The median of carbon accumulation in the intertidal zone was  $30 \text{ t year}^{-1}$ . In contrast, previous information on gross metabolism indicates that carbon accumulation and consumption are approximately in balance, while net metabolism at the ecosystem level indicates that carbon consumption predominates.

*Key words:* Temperature anomalies, foliar mass, macrophyte, carbon sink, long-term variability.

## 14. EL PAPEL DE LOS ARRECIFES CORALINOS EN EL FLUJO DE CARBONO EN EL OCÉANO: ESTUDIOS EN EL PACÍFICO MEXICANO

*L.E. Calderón-Aguilera, H. Reyes-Bonilla y J.D. Carriquiry*

### RESUMEN

Los corales son organismos simbioses cuyo esqueleto está formado por carbonato de calcio cuya formación –o disolución– depende fundamentalmente del pH del agua de mar. Por su carácter sésil y su larga permanencia en el tiempo, los corales son muy útiles como indicadores de los cambios climáticos. En la costa mexicana del Pacífico, los arrecifes de coral se caracterizan por ser pequeños, con relieve menor a 3 m y por distribuirse a baja profundidad (< 25 m). Estos arrecifes se desarrollan en condiciones desfavorables, pues predominan las aguas frías, de baja alcalinidad y la plataforma continental es angosta. Con base en los cambios en la cobertura de coral vivo, las tasas de crecimiento y la densidad de las principales especies de corales, se estimó que la producción potencial en el arrecife de Cabo Pulmo ha descendido de 20 kg CaCO<sub>3</sub> m<sup>-2</sup> año<sup>-1</sup> en 1987 a menos de 4 en 2003; en La Entrega (Huatulco, Oaxaca) ha bajado a casi la mitad (28 kg CaCO<sub>3</sub> m<sup>-2</sup> año<sup>-1</sup> en 1997, contra 15 en 2003); es mínima en Chimo, Jalisco (poco más de 2 kg CaCO<sub>3</sub> m<sup>-2</sup> año<sup>-1</sup>) y se ha mantenido constante (20 kg CaCO<sub>3</sub> m<sup>-2</sup> año<sup>-1</sup>) en Tenacatita, Jalisco. Lo anterior nos demuestra que es ya impostergable emprender medidas para la protección y conservación de estos importantes ecosistemas marinos.

Palabras clave: flujo de carbono, coral, arrecifes, depósito de carbonatos, producción.

### ABSTRACT

The skeleton of corals is made of calcium carbonate whose formation –or dissolution– depends mainly on the sea water alkalinity. Because corals are sessile and form long standing colonies, they are very useful as sentinels of global change. In the Pacific coast of Mexico, coral reefs are small, of low relief (< 3 m) and occur at shallow depths (< 25 m). They develop under unfavorable conditions, mainly because the waters are cold and the continental shelf very narrow. Based on changes of live coral cover, growth rate and density of the main coral species, we estimate that carbonate potential production in the Cabo Pulmo reef has descended from 20 kg CaCO<sub>3</sub> m<sup>-2</sup> year<sup>-1</sup> in 1987 to less than 4 in 2003; in La Entrega (Huatulco, Oaxaca) it decreased almost to half in 6 years (from 28 kg CaCO<sub>3</sub> m<sup>-2</sup> year<sup>-1</sup> in 1997, to 15 in 2003); it is

at a minimum in Chimo, Jalisco (slightly more than  $2 \text{ kg CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ year}^{-1}$ ), and has remained about  $20 \text{ kg CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ year}^{-1}$  in Tenacatita, Jalisco. Therefore, it is urgent now to start implementing conservation and protection measures in these important marine ecosystems.

Key words: carbon flux, coral reefs, calcification, production, Mexican Pacific

## 15. EVALUACIÓN DE LA PRODUCTIVIDAD DEL FITOPLANCTON Y DE LA RESPIRACIÓN PLANCTÓNICA EN LA PARTE MÁS INTERNA DEL ESTERO DE URÍAS, SINALOA, MÉXICO

*O. Calvario-Martínez y V.P. Domínguez-Jiménez*

### RESUMEN

Los sistemas estuarinos son ecosistemas altamente productivos sujetos a problemas por eutroficación que favorecen la producción planctónica y contribuyen a la hipoxia de la columna de agua, debido a la oxidación de material orgánico. Mientras que la medición de la tasa de asimilación de carbono por el fitoplancton en los océanos se ha realizado extensivamente, los datos de respiración planctónica son muy escasos. Los trabajos referidos a la productividad y respiración son prácticamente nulos para el estero de Urías, por lo que en este trabajo se describe la magnitud, variabilidad y relación entre Chl *a*, productividad neta, respiración y razón de asimilación en el interior del estero para el periodo 1996–2000. Durante los meses secos, se observan niveles bajos de Chl *a* ( $9.8 \mu\text{g l}^{-1}$ ) y el área de estudio tiende a ser heterótrofa, mientras que en época de lluvias la clorofila *a* (Chl *a*) se incrementa ( $36.0 \mu\text{g l}^{-1}$ ) y el área es claramente autótrofa. La variabilidad en la razón de asimilación puede deberse a un reducido intercambio de agua. Para 1999, los parámetros evaluados son considerablemente mayores que los obtenidos en otros años posiblemente debido a una descarga inusual de nutrientes provenientes de la actividad camaronícola que se realiza en la zona.

Palabras clave: productividad, respiración, clorofila, plancton, Estero de Urías.

### ABSTRACT

Estuarine systems are highly productive ecosystems which are subject to eutrophication problems that enhance plankton production, thus contributing to the water column hypoxia resulting from the oxidation of organic material. While carbon uptake

measurements in the oceans are very extensive, planktonic respiration is very scarce. Research related to productivity and respiration are practically non existent for the Uriás Estuary, consequently this work describes the magnitude, variability and the relation between chlorophyll *a*, net productivity, respiration and assimilation number in the interior of the estuary for the 1996-2000 period. During the dry months, low levels of chlorophyll *a* ( $9.8 \mu\text{g l}^{-1}$ ) were observed and the study area tends to be heterotrophic while in the rainy season, the levels of chlorophyll *a* increase ( $36.0 \mu\text{g l}^{-1}$ ) and the area is clearly autotrophic. Causes of variability in the assimilation number may be related to a reduction in the estuary's water interchange. Parameters obtained in 1999 were found to be considerably greater than those measured in previous years, this being possibly due to an unusual discharge of nutrients arising from aquaculture activities carried out in the area.

Key words: Productivity, respiration, chlorophyll, plankton, Urias Estuary.

## 16. DINÁMICA DEL CARBONO ORGÁNICO PARTICULADO EN UN LAGO TROPICAL PROFUNDO

*J. Alcocer, D.P. López-Anaya y L.A. Oseguera*

### RESUMEN

Este manuscrito es la primera contribución sobre la dinámica vertical y temporal de la concentración del carbono orgánico particulado (COP) para un lago mexicano. Alchichica es uno de los lagos más profundos de México con un régimen térmico de monomixis cálida. La concentración de COP medida fluctuó entre  $< 0.1$  y  $4.0 \text{ mg L}^{-1}$ , con un promedio de  $1.0 \pm 0.7 \text{ mg L}^{-1}$ . Este intervalo es similar al registrado en otros lagos de características tróficas similares (oligo-mesotrófico). Las concentraciones más elevadas de COP se encontraron en la capa de mezcla, disminuyendo significativamente ( $p < 0.05$ ) por debajo de la termoclina. Temporalmente no se encontró el patrón esperado de mayores concentraciones de COP asociadas a los florecimientos fitoplanctónicos de invierno y primavera. Esta discrepancia podría asociarse a que en Alchichica el fitoplancton no sea la principal fuente de COP, sino el detrito. Este hecho sugiere la existencia de una fuente alóctona importante de COP y/o que la fracción heterotrófica y/o detrito del COP autóctono es de magnitud considerable.

Palabras clave: México, Alchichica, COP, LOI, clorofila *a*.

## ABSTRACT

This manuscript is the first report on the vertical and temporal dynamics of the particulate organic carbon (POC) of a Mexican lake. Alchichica is one of the deepest lakes in Mexico, with a warm monomixis thermal regime. Concentration of POC ranged between  $< 0.1$  and  $4.0 \text{ mg L}^{-1}$  averaging  $1.0 \pm 0.7 \text{ mg L}^{-1}$ . Similar ranges have been reported for other lakes of comparable trophic conditions (oligo–mesotrophic). The highest POC concentrations were found in the mixed layer, decreasing significantly ( $p < 0.05$ ) below the thermocline. We found no temporal pattern. Opposite to expected, the highest POC concentrations were not associated to the phytoplankton blooms in winter and spring. It is probable that phytoplankton in Lake Alchichica does not constitute the main fraction of POC, but detritus. This discrepancy suggests the existence of a major allochthonous POC source and/or that the heterotrophic and/or detritus fraction of the autochthonous POC is outsized.

Key words: Mexico, Alchichica, POC, LOI, chlorophyll *a*.

## CUARTA PARTE. *Procesos a diversas escalas en el carbono oceánico*

### 17. PRODUCCIÓN DE CARBONO ORGÁNICO EN LOS MARES MEXICANOS (1998–2005)

*M.D. Martínez-Gaxiola, R. Sosa-Ávalos y G. Gaxiola-Castro*

## RESUMEN

A partir de información de sensores remotos satelitales se estimó la producción primaria integrada en la zona eufótica (PPI) de enero de 1998 a diciembre de 2005 en siete regiones oceanográficas de México. A partir de razones-*f* estimadas para cada región se calculó la producción primaria nueva (PN), misma que se usó como aproximación de la cantidad de carbono orgánico transportado por debajo de la zona eufótica. La región con las mayores tasas de PPI y PN fue el Golfo de California, con medias de  $914$  y  $457 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , respectivamente, mientras que la región con las tasas más bajas fue el Caribe Mexicano, con promedios de  $279$  y  $17 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , respectivamente. Los máximos estacionales de PPI en cada región oceanográfica se presentaron en distintas épocas del año. Las regiones del Pacífico Mexicano presen-

taron las PPI más bajas durante 1998, influenciadas por El Niño, con excepción de la región Baja California que mostró ese año su PPI máxima. Las regiones oceanográficas del Golfo de México y Mar Caribe presentaron durante 1998 sus máximas tasas de PPI. En promedio, los mares mexicanos tienen el potencial de exportar  $194 \text{ mgC}_{\text{org}} \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  más allá de la zona eufótica.

Palabras clave: producción primaria integrada, producción primaria nueva, sensores remotos.

#### ABSTRACT

The integrated primary production in the euphotic zone (PPI) of seven oceanographic regions of Mexico from January 1998 thru December 2005 was estimated using satellite remote sensing information. The new primary production (PN) was calculated using the *f*-ratios estimated for each region. The PN values were used as proxies for the amount of organic carbon transported beneath the euphotic zone. The region with the highest PPI and PN values was the Gulf of California, with averages of  $914$  and  $457 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , respectively, while the region with the lowest values was the Mexican Caribbean, with mean values of  $279$  and  $17 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , respectively. The maximum seasonal PPI in each oceanographic region was present at different times of the year. The Mexican regions of the Pacific Ocean had the smaller mean PPI values during 1998, an El Niño year, except for the region off Baja California which showed maximum PPI values that same year. The oceanographic regions of the Gulf of Mexico and the Mexican Caribbean showed highest mean PPI values during 1998. The Mexican seas have the potential to export an average of  $194 \text{ mgC}_{\text{org}} \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  beyond the euphotic zone.

Key words: integrated primary production, new primary production, remote sensing.

## 18. ANÁLISIS ESTACIONAL DE LA VARIACIÓN EN LA CLOROFILA EN EL PACÍFICO SUR MEXICANO MEDIANTE IMÁGENES SEAWIFS DE 1998 A 2004

*R. Aguirre-Gómez y O. Salmerón-García*

#### RESUMEN

En este trabajo se presenta un análisis de la variación en la concentración de clorofila *a* (Chl *a*) en aguas del Pacífico Sur Mexicano mediante imágenes SeaWiFS de 1998

a 2004. El análisis se realizó considerando las épocas de verano e invierno de estos años. Los resultados muestran una tendencia hacia anomalías positivas en ambos periodos. Durante el verano la concentración de Chl *a* fluctúa alrededor de una media de  $0.25 \text{ mg m}^{-3}$  con un intervalo de variación entre 0.17 y  $0.39 \text{ mg m}^{-3}$ , mientras que en la época de invierno el intervalo de variación es mayor ( $0.12\text{--}0.6 \text{ mg m}^{-3}$ ) con una media de  $0.33 \text{ mg m}^{-3}$ . Esta situación puede explicarse por el efecto que la surgencia eólica invernal al sur del Golfo de Tehuantepec tiene en la concentración de Chl *a* en la región.

Palabras clave: Pacífico Sur Mexicano, variación de clorofila, imágenes SeaWiFS.

#### ABSTRACT

An analysis is presented on the variation of chlorophyll *a* (Chl *a*) concentration in Mexican Southern Pacific waters using SeaWiFS imagery 1998–2004. The analysis was carried out by considering the summer and wintertime of these years. Results show a positive anomalies trend for both periods. During summertime Chl *a* concentration varies around a mean value of  $0.25 \text{ mg m}^{-3}$  with an interval of variation between 0.17 and  $0.39 \text{ mg m}^{-3}$ , while in wintertime the interval of variation is wider ( $0.12\text{--}0.60 \text{ mg m}^{-3}$ ) with a mean of  $0.33 \text{ mg m}^{-3}$ . This situation can be explained by the effect of the winter eolic upwelling at Tehuantepec on Chl *a* concentration over the region.

Key words: Mexican South Pacific, chlorophyll variation, SeaWiFS imagery.

### 19. TELEDETECCIÓN DEL IMPACTO DEL HURACÁN IGNACIO (2003) EN EL PACÍFICO TROPICAL ORIENTAL

*C. Fuentes-Yaco, J.E. Valdez-Holguín, E. Devred, T. Platt, S. Sathyendranath, J. Halfar, L. Godinez-Orta y J.M. Borges*

#### RESUMEN

Se documentan los efectos del paso de huracanes en los campos de temperatura y clorofila *a* (Chl *a*) de la superficie del océano, tomando el Huracán Ignacio (2003) como caso de estudio. Se analizaron tanto registros *in situ* a 10 m de profundidad, tomados mediante un sistema de medición automatizada, como imágenes satelitales (MODIS/Aqua). Las mediciones *in situ* indicaron una reducción de  $10^\circ\text{C}$  de temperatura y un aumento de 10 veces en la concentración de Chl *a*. La información derivada



de satélites indicó, en promedio para toda el área (~45,000 km<sup>2</sup>), una disminución de 1.3°C en temperatura y un aumento de 1.5 veces la biomasa de fitoplancton, con valores extremos de hasta -6°C de temperatura y aumentos de hasta 25 veces la concentración de pigmentos. La magnitud de estos cambios resalta la importancia de la investigación de este tipo de eventos meteorológicos en la región pelágica al noroeste de México, reconocida por su alta dinámica en procesos de incorporación-liberación de carbono. Se demuestra que los ciclones inducen floraciones importantes de fitoplancton que representan recursos críticos en la cadena alimenticia, en particular para el sostenimiento de las pesquerías en la región pelágica marina. El uso sistemático de satélites artificiales en estudios oceanográficos es una herramienta valiosa para cuantificar a corto, mediano y largo plazo, la influencia de los huracanes en procesos físicos y biológicos asociados al cambio climático, a escalas espaciales y temporales de importancia nacional e internacional.

Palabras clave: huracán, teledetección, impacto biológico, Océano Pacífico Oriental Tropical, MODIS.

#### ABSTRACT

This study reveals the effects of the passage of hurricanes on the fields of sea surface temperature and chlorophyll *a* (Chl *a*) in the pelagic ocean, using Hurricane Ignacio (2003) as case-study. The analysis is based on *in situ* data at 10 meters depth, collected by a fixed mooring, and satellite images (MODIS/Aqua). The *in situ* measurements indicated a reduction of 10°C in water temperature and 10-fold increases in phytoplankton pigment concentration. The satellite-derived averaged changes computed in the area of impact (~45,000 km<sup>2</sup>) show temperature reduction of 1.3°C and 1.5-fold increase of phytoplankton biomass, with extreme thermal changes of -6°C and increases up to 25 fold in Chl *a*. The magnitude of these changes emphasizes the importance for the study of these meteorological events in the northwest Mexican pelagic region, recognised by its strong dynamics in the carbon uptake-release processes. The study demonstrated how hurricanes induce important phytoplankton blooms, which are critical resources in the food chain, in particular for supporting fisheries in the pelagic ocean. Systematic use of satellite remote sensing in oceanography is a worthwhile tool to quantify in the short, middle and long term, the influence of hurricanes on physical and biological processes associated to climate change, both at spatial and temporal scales of national and international interest.

Key words: hurricane, remote sensing, biological impact, Tropical Eastern Pacific Ocean, MODIS.

## 20. INFLUENCIA DE LOS PROCESOS FÍSICOS EN LA PRODUCCIÓN DE CARBONO ORGÁNICO FRENTE A BAJA CALIFORNIA

*T.L. Espinosa-Carreón, J Cepeda-Morales y G. Gaxiola-Castro*

### RESUMEN

Se estimó la producción primaria frente a Baja California a partir de composiciones mensuales de color del mar, temperatura superficial del mar (SST), irradiancia, y coeficiente de atenuación de luz difusa de enero de 1998 a mayo de 2002. El patrón medio de la producción primaria mostró dos zonas de alta asimilación de carbono: una franja costera de aproximadamente 50-150 km de ancho y otra ubicada en el Frente Ensenada. Se presentó una zona oceánica de baja producción primaria. A partir del análisis armónico se determinó la variabilidad estacional e interanual de la producción primaria, y con ello el efecto de los eventos de amplia escala como El Niño y La Niña en la región. El primer modo obtenido de aplicar funciones empíricas ortogonales explicó 53% de la varianza total, y su ciclo estacional explicó 88% de esta varianza. Durante El Niño se observan anomalías negativas en el carbono asimilado al sur de Punta Eugenia de marzo a septiembre de 1998. La producción primaria en la zona costera frente a Baja California no se realiza al mismo tiempo, debido probablemente a condiciones locales.

Palabras clave: producción primaria, Baja California, El Niño, La Niña, funciones empíricas ortogonales.

### ABSTRACT

Primary production off Baja California was estimated using monthly composites of sea color, sea surface temperature (SST), irradiance and the diffuse light attenuation coefficient from January 1998 to May 2002. The mean pattern of primary production showed two zones of high carbon assimilation, a coastal ocean frame zone 50–150 km wide and another in the Ensenada Front. A low primary production zone was evident. With harmonic analysis the annual and interannual primary production variability was determined and its relationship with El Niño and La Niña. The first empirical orthogonal functions (EOF) of modeled primary production accounted for 53% of the total variance, and its seasonal cycle explained 88% of the variance. During El Niño we observe negative anomalies in the carbon assimilated south of Punta Eugenia during March-September 1998. Coastal primary production is not yield at the same time, probably due to local conditions.

Key words: primary production, Baja California, El Niño, La Niña, orthogonal empirical functions.

## 21. ¿CAUSARON LAS CONDICIONES DE LA NIÑA 1999 UN INCREMENTO EN LA PRODUCCIÓN DE CARBONO ORGÁNICO FRENTE A BAJA CALIFORNIA?

*R. Sosa-Ávalos, T.L. Espinosa-Carreón y G. Gaxiola-Castro*

### RESUMEN

Se determinó la tasa de carbono orgánico producido por el fitoplancton (COP) durante invierno, primavera, verano y otoño de 1999 (La Niña) y 2000 (condiciones “normales”) frente a Baja California. Se realizaron estimaciones de COP a partir del modelo de producción vertical generalizado e información satelital. El análisis estadístico mostró un COP medido mayor durante La Niña que en condiciones normales, con una diferencia de 37% para la región norte y 27% para la central. Los altos valores medidos en primavera y verano fueron el resultado de procesos de surgencias costeras que transportaron nutrientes y enriquecieron la zona eufótica. En otoño de 1999 se registraron altos valores de COP en las dos regiones debido a fuertes eventos de vientos Santa Ana. Se estimó que, durante La Niña, el zooplancton podría haber consumido ~10,000 tC d<sup>-1</sup> más que en condiciones normales en las diferentes estaciones del año. Asimismo, el COP que se podría haber exportado por debajo de la zona eufótica fue ~5,000 tC d<sup>-1</sup> superior durante La Niña que en condiciones normales. Se concluye que durante La Niña, frente a Baja California el COP fue mayor que en condiciones normales, con un posible incremento al aporte de carbono orgánico hacia aguas profundas.

Palabras clave: producción de carbono orgánico, sensores remotos, La Niña, Baja California.

### ABSTRACT

The rate of organic carbon produced by the phytoplankton (COP) was determined during winter, spring, summer and autumn of 1999 (La Niña) and 2000 (“normal” conditions) off the Baja California Peninsula. COP estimations from the vertically generalized production model and satellite information were made. The statistical analysis showed higher COP during La Niña than in normal conditions, with a difference of 37% for the northern region and 27% for the central region. High values

measured in spring and summer were the result of coastal upwelling that transported nutrients and enriched the euphotic zone. The high COP values registered in autumn 1999 in both regions were bared by strong Santa Ana wind events. We estimated that during La Niña the zooplankton could have been consumed in  $\sim 10,000 \text{ tC d}^{-1}$  more than in normal conditions in the different seasons of the year. Also, COP that could have been exported below the euphotic zone was  $\sim 5,000 \text{ tC d}^{-1}$  higher during La Niña than in normal conditions. We concluded that in La Niña COP was greater than in normal conditions off Baja California, with a possible increase in the organic carbon contribution towards deep waters.

Key words: organic carbon production, remote sensing, La Niña, Baja California.

## 22. VARIABILIDAD INTERANUAL DE LA PRODUCCIÓN NUEVA (1970–2005) FRENTE A BAJA CALIFORNIA EN RELACIÓN A LA OSCILACIÓN DECADAL DEL PACÍFICO

*B. Hernández-de la Torre, G. Gaxiola-Castro, S. Alvarez-Borrego y R. Aguirre-Gómez*

### RESUMEN

El carbono orgánico nuevo o producción primaria nueva ( $P_{\text{nueva}}$ ) es el resultado de la entrada de nutrientes autóctonos a la zona eufótica (ZE) y es una forma semicuantitativa de estimar el carbono particulado que se exporta a profundidades mayores. Dada la importancia que esta variable representa sobre el posible secuestro de carbono hacia aguas profundas, se presenta la serie de tiempo de  $P_{\text{nueva}}$  en seis zonas, separadas en costera y oceánica, pertenecientes a tres líneas de la red CalCOFI/IMECOCAL en la región norte de la Península de Baja California desde enero de 1970 hasta diciembre de 2005. La  $P_{\text{nueva}}$  se calculó mediante el producto de la razón- $f$  y la producción de carbono orgánico total o producción primaria total ( $P_{\text{total}}$ ). Las zonas que más aportaron  $P_{\text{nueva}}$  y, por tanto, las que más exportaron material orgánico fuera de la ZE, fueron las del norte y sur de la Baja California. Las centrales presentaron valores mínimos de  $P_{\text{nueva}}$  y máximos en la tasa de reciclamiento ( $r = 24.0$ ). El análisis entre la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y los valores medios mensuales de la  $P_{\text{nueva}}$  muestra una relación inversa en los distintos cambios de regímenes entre 1976-77 y 1998-99. Se muestran los valores medios de la serie anual de 35 años de la  $P_{\text{nueva}}$  en  $\text{GtC año}^{-1}$  según los cambios de regímenes climáticos en el período 1970-2005. Se concluye que durante el período de 22 años con PDO positivo (1976-1998) el flujo

de carbono hacia el lecho oceánico disminuyó en ~50% con respecto de la etapa 1970-1975 con PDO negativo.

Palabras claves: flujo de carbono, producción nueva, PDO, Baja California, serie de tiempo.

#### ABSTRACT

New organic carbon or new primary production ( $P_{\text{new}}$ ) is the result of the input of alloctonous nutrients to the euphotic zone (EZ) and it is a semi-quantitative way to estimate the particulate carbon that is exported below this layer. Due to the significance of this variable over the possible carbon sequestering towards the deep ocean, a time-series of  $P_{\text{new}}$  from January 1970 to December 2005 is presented of six separated coastal and oceanic zones belonging to the CalCOFI/IMECOCAL network in the northern region off the Baja California Peninsula.  $P_{\text{new}}$  was calculated by multiplying the  $f$ -ratio times the total organic carbon production or the total primary production ( $P_{\text{total}}$ ). The zones with the highest  $P_{\text{new}}$  and, therefore, those that exported the most organic matter out of the EZ were in the northern and southern areas off Baja California. Central zone showed minimum  $P_{\text{new}}$  and maximum recycling values ( $r = 24.0$ ). The analysis between the Pacific Decadal Oscillation (PDO) and the monthly  $P_{\text{new}}$  mean values show an inverse relationship in the different regime shifts between 1976-77 and 1998-99. Mean values are shown of the 35-year annual time series of  $P_{\text{new}}$  in GtC year<sup>-1</sup> according to the climate regime shifts within the 1970-2005 period. We conclude that during the 22-year period of positive PDO (1976-1998) the carbon flux towards the oceanic bottom decreased ~50% with respect to the 1970-1975 negative PDO period.

Key words: carbon flux, new production, PDO, Baja California, time series.

## QUINTA PARTE. *Flujos de carbono*

### 23. FLUJOS DE CARBONO EN LOS GOLFOS DE CALIFORNIA Y MÉXICO

*S. Alvarez-Borrego*

#### RESUMEN

El impacto del bióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) antropogénico en el cambio climático global depende, entre otras cosas, de la capacidad de los océanos para absorber y secuestrar

este  $\text{CO}_2$ . Con referencia a esto, los flujos de  $\text{CO}_2$  de interés son los que se dan en la interfase aire-agua y los que transportan carbono de la zona eufótica o aguas superficiales a las aguas profundas, y viceversa. El flujo de  $\text{CO}_2$  aire-agua se determina por las diferencias entre las presiones parciales de este gas ( $p\text{CO}_2$ ) en la atmósfera y en el agua, y por la velocidad del viento que actúa en la superficie del mar. La velocidad del viento y la  $p\text{CO}_{2\text{agua}}$  varían espacial y temporalmente. Por otro lado, la descripción de la variación espacial y temporal de la producción fitoplanctónica nueva ( $P_{\text{nueva}}$ ), la cual generalmente es controlada por factores físicos, nos puede dar una idea de la variabilidad del flujo de carbono orgánico de la capa superficial a aguas profundas y al fondo. Utilizando imágenes de satélite del color del océano y modelos semi-analíticos se han realizado cálculos de producción fitoplanctónica total y  $P_{\text{nueva}}$  de los golfos de California y México. El propósito de este capítulo es el presentar una síntesis de lo poco que se conoce sobre los flujos de carbono en ambos golfos.

Palabras clave: Golfo de California, Golfo de México, flujos de carbono, presión parcial del  $\text{CO}_2$ , producción fitoplanctónica nueva.

#### ABSTRACT

The impact of the anthropogenic carbon dioxide ( $\text{CO}_2$ ) on the global climate change depends, among other things, on the capacity of the oceans to absorb and sequester this  $\text{CO}_2$ . With reference to this, the  $\text{CO}_2$  fluxes of interest are those at the air-water inter-phase and those that transport carbon from the euphotic zone or surface waters to deep waters, and vice versa. The air-water  $\text{CO}_2$  flux is calculated based on the differences between the partial pressures of this gas ( $p\text{CO}_2$ ) in the atmosphere and in the water, and on the wind velocity acting on the sea surface. Both properties,  $p\text{CO}_{2\text{water}}$  and wind velocity, vary with time and space. On the other hand, the description of the temporal and spatial variation of new phytoplankton production ( $P_{\text{new}}$ ), which is generally controlled by physical factors, can give us an idea of the variability of the organic carbon flux from surface layers to deep waters and to the bottom. Using satellite imagery on ocean color and semi-analytical models, estimates of  $P_{\text{new}}$  and phytoplankton total production of the Gulfs of California and Mexico have been made. The objective of this chapter is to present a synthesis of the scarce data on carbon fluxes in these two gulfs.

Key words: Gulf of California, Gulf of Mexico, carbon fluxes,  $\text{CO}_2$  partial pressure, new phytoplankton production.

## 24. RELACIÓN DE LAS SURGENCIAS CON LOS STOCKS DE CARBONO EN BAHÍA SAN QUINTÍN, UNA LAGUNA COSTERA DEL NW DE MÉXICO

V.F. Camacho-Ibar, M. Hernández-Ayón, E. Santamaría-del-Angel,  
L.W. Daesslé-Heuser y J.A. Zertuche-González

### RESUMEN

En este trabajo se compara el tamaño de los depósitos de carbono (C) al interior de Bahía San Quintín, Baja California, entre un periodo de surgencias intensas (mayo-junio) y un periodo de surgencias débiles pero alta actividad metabólica durante la temporada cálida del año (septiembre-octubre). En general, el tamaño de los depósitos de carbono decrece en el orden: carbono orgánico en los 2 cm superficiales del sedimento (COT-S) > carbono inorgánico disuelto (Ct) > *Zostera marina* > *Ulva spp.* > carbono orgánico disuelto (COD) > fitoplancton. Los stocks abióticos más dominantes presentan relativamente poca variación estacional, mientras que los stocks en productores primarios presentan claros cambios estacionales. Fue notorio el valor relativamente alto del stock de C en *Ulva spp.* durante mayo-junio considerando que esta macroalga no había sido previamente considerada como un productor primario tan importante como *Z. marina* en esta laguna. La notoria estacionalidad en el stock de la macroalga y el fitoplancton, así como la distribución espacial de estos productores primarios (con biomásas más altas cerca de la boca del sistema) parece estar determinada principalmente por la estacionalidad en los aportes de nitrato desde el océano.

Palabras clave: stock de carbono, nitratos, biogeoquímica, surgencia, laguna costera.

### ABSTRACT

In this study, the sizes of carbon (C) stocks within San Quintin Bay, Baja California, are compared between a period of intense upwelling events (May-June) and a period of weak upwelling but intense metabolic activity during the warm season (September-October). In general, the size of C stocks decreases in the following order: organic carbon in surficial (upper 2 cm) sediments (COT-S) > dissolved inorganic carbon (Ct) > *Zostera marina* > *Ulva spp.* > dissolved organic carbon (COD) > phytoplankton. Abiotic C stocks show a relatively small seasonal variation whereas primary-producer C stocks show a clear seasonality. Quite notorious was the relatively high value for the C stock in *Ulva spp.* during May-June, when considering that this macroalgae has

not been previously reported as an important primary producer as *Z. marina* in this lagoon. The notorious seasonality in the macroalgae and the phytoplanktonic C stocks, as well as the spatial distribution of these primary producers (with larger biomasses near the mouth of the lagoon) seems to be mostly determined by the seasonality in nitrate inputs from the adjacent ocean.

Key words: Carbon stock, nitrate, biogeochemistry, upwelling, coastal lagoon.

## 25. FLUJO DE CO<sub>2</sub> OCEÁNO-ATMÓSFERA EN BAHÍA DE TODOS SANTOS, BAJA CALIFORNIA, DURANTE UN FLORECIMIENTO ALGAL

M.D. Martínez-Gaxiola, J.L. Peña-Manjarrez, G. Gaxiola-Castro, M.E. De La Cruz-Orozco y J. García-Córdova

### RESUMEN

En la Bahía de Todos Santos, Baja California, se presentó un florecimiento de dinoflagelados que duró cinco meses y medio durante 2005. Como una primera aproximación al estudio del impacto de este evento en el flujo de CO<sub>2</sub> océano-atmósfera, se hicieron mediciones continuas de la presión parcial del dióxido de carbono en la superficie marina (pCO<sub>2mar</sub>) siguiendo la mancha del florecimiento, se cuantificaron las abundancias de grupos fitoplanctónicos y la concentración de nutrientes inorgánicos en muestras discretas. El valor medio de la pCO<sub>2mar</sub> fue de 580 µatm, lo que sugiere un flujo océano-atmósfera de 13.55 mmol CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>. Si se considera que 20% del área de la bahía fue afectada por el florecimiento, se estima una exportación mínima hacia la atmósfera de 97 t CO<sub>2</sub> semana<sup>-1</sup>. La comunidad fitoplanctónica al inicio del florecimiento estuvo dominada por dinoflagelados tecados de los géneros *Lingulodinium*, *Ceratium*, *Prorocentrum* y *Dinophysis*, mientras que al final del mismo dominó el género *Lingulodinium* combinado con dinoflagelados atecados de los géneros *Karenia*, *Gymnodinium*, *Gyrodinium* y *Amphidinium*, y la diatomea *Cylindrotheca closterium*. Se propone un modelo conceptual en el que la respiración autotrófica y la oxidación bacteriana de la materia orgánica provocada por el florecimiento controlan los niveles de pCO<sub>2mar</sub>.

Palabras clave: pCO<sub>2</sub>, flujo de CO<sub>2</sub>, florecimiento algal, Bahía Todos Santos.

### ABSTRACT

In 2005 a dinoflagellate bloom occurred for more than five and a half months at Todos Santos Bay, Baja California. As a first approach to the study of the impact of



this event on the CO<sub>2</sub> ocean-atmosphere flux, continuous measurements of carbon dioxide partial pressure (pCO<sub>2,sea</sub>) along the sea surface on the dinoflagellate bloom were made, the abundance of phytoplankton groups and inorganic nutrients were measured in discrete samples. The average value of pCO<sub>2,sea</sub> was 580 µatm suggesting an ocean-atmosphere flux of 13.55 mmol CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>. If we consider that a 20% area of the bay was affected by the bloom, the Todos Santos Bay exported to the atmosphere at least 97 t CO<sub>2</sub> week<sup>-1</sup>. When the dinoflagellate bloom started, the phytoplankton community was dominated by thecate dinoflagellates of the genera *Lingulodinium*, *Ceratium*, *Prorocentrum* and *Dinophysis*, but at the end of the bloom the dominant genus was *Lingulodinium* combined with non thecate dinoflagellates of the genera *Karenia*, *Gymnodinium*, *Gyrodinium* and *Amphydinium* and the diatom *Cylindrotheca closterium*. A conceptual model is proposed in which the autotrophic respiration and bacterial oxidation of organic matter caused by the blooms, controls the pCO<sub>2,sea</sub> levels.

Key words: pCO<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub> flux, algal blooms, Todos Santos Bay.

## 26. FLUJO VERTICAL DE MATERIA ORGÁNICA PARTICULADA EN LA REGIÓN CENTRAL DEL GOLFO DE CALIFORNIA

J.R. Lara-Lara, J. García-Pámanes y C. Bazán-Guzmán

### RESUMEN

Se realizaron cuatro cruceros oceanográficos en la región central del Golfo de California, durante el otoño de 1994, y la primavera, el verano y el otoño de 1995, para medir la concentración y la variación anual de la materia orgánica particulada (MOP) total y las fracciones de carbono orgánico particulado (COP) y nitrógeno orgánico particulado (NOP) que son exportadas de los 200 m superiores de la columna de agua. Se utilizó un arreglo de trampas a la deriva colocadas a 50, 100 y 200 m de profundidad para la colecta de las partículas. Los flujos verticales de la MOP, COP y NOP mostraron variaciones estacionales marcadas. El tiempo de residencia del carbono orgánico particulado (COP) en la columna se estimó entre 3.7 y 11.2 días para primavera y verano, respectivamente. El porcentaje de la producción primaria diaria exportada hacia el fondo varió entre 2.4% en otoño y 10.4% durante verano de 1995. El clima tipo monzónico de esa región es responsable de la variabilidad estacional de los procesos de producción de partículas y, consecuentemente, de la variabilidad de los flujos de partículas orgánicas en el Golfo de California.

Palabras clave: Flujos verticales de partículas, carbono y nitrógeno orgánico particulado, tiempo de residencia, Golfo de California

#### ABSTRACT

Four cruises were done in the central Gulf of California, during fall 1994, and spring, summer and fall 1995, in order to measure the concentration and annual variability of the total particulate organic matter (POM), and the particulate organic carbon (POC) and nitrogen (PON) fractions, that are exported from the 200 m upper water column. To collect the particles, an array of drifting sediment traps was used at 50, 100 and 200 m depths. The vertical fluxes of POM, POC and PON showed strong seasonal variability. The residence time of the POC in the water column was estimated between 3.7 and 11.2 days during spring and summer, respectively. The percentage of the primary production exported to the bottom varied between 2.4% in fall to 10.4% during summer 1995. The monsoon type climate of the region is responsible for the seasonal variability of the particle production processes and, in consequence, of the variability of the organic particle fluxes in the Gulf of California.

Key words: Vertical particle fluxes, particulate organic carbon and nitrogen, residence time, Gulf of California.

#### 27. PRESIÓN PARCIAL DEL BIÓXIDO DE CARBONO ( $pCO_2$ ) FRENTE A BAJA CALIFORNIA

*M.E. De La Cruz-Orozco, G. Gaxiola-Castro, J. García-Córdova, G. Friederich, F. Chavez y J. Gómez-Valdés*

#### RESUMEN

A partir de mediciones continuas de la presión parcial de bióxido de carbono ( $pCO_2$ ) superficial del Océano Pacífico frente a Baja California, se evaluó la variabilidad temporal y espacial de la diferencia entre el océano y la atmósfera ( $\Delta pCO_2$ ) durante 2004 y 2005. Los datos se obtuvieron con apoyo del programa IMECOCAL en campañas oceanográficas realizadas en octubre de 2004, y enero, abril y julio de 2005. Se obtuvieron medias positivas de  $\Delta pCO_2$  menores a 50  $\mu atm$  en octubre y enero, este último mes con la menor variabilidad espacial y una notoria variación perpendicular a la costa a partir de 28°N. Durante abril y julio se obtuvo una alta variabilidad espacial, principalmente a lo largo de la zona costera, como resultado del incremento

de los afloramientos costeros y el posterior crecimiento del fitoplancton. En la zona oceánica la variación de  $\Delta p\text{CO}_2$  fue mucho menor en los meses de primavera y verano, incrementándose gradualmente en julio y octubre a medida que aumentó la temperatura superficial del océano. En un período anual se puede considerar que esta región exporta  $\text{CO}_2$  hacia la atmósfera, debido que en el balance la media general de  $\Delta p\text{CO}_2$  se mantuvo con valores positivos.

Palabras clave: Presión parcial de bióxido de carbono ( $p\text{CO}_2$ ),  $\Delta p\text{CO}_2$ , Océano Pacífico, Corriente de California, Baja California.

#### ABSTRACT

From underway measurements of the carbon dioxide partial pressure ( $p\text{CO}_2$ ) in the Pacific Ocean off Baja California during 2004 and 2005, spatial and temporal variability of the ocean-atmosphere  $p\text{CO}_2$  gradient ( $\Delta p\text{CO}_2$ ) were determined. Data were obtained from the IMECOCAL program, on cruises carried out in October 2004, and January, April, and July 2005. Mean positive  $\Delta p\text{CO}_2$  values of less than 50  $\mu\text{atm}$  were obtained for October and January, this last month having the smallest spatial variability, and a strong latitudinal variation starting at 28°N. April and July surveys showed high spatial variability along the coastline as a result of increasing upwelling events in these months, and the following phytoplankton growth. Offshore Baja California  $\Delta p\text{CO}_2$  had small changes during spring and summer, with an increase towards July and October when ocean surface temperature increases. Because of the positive overall annual  $\Delta p\text{CO}_2$  mean, the IMECOCAL region is likely to export  $\text{CO}_2$  towards the atmosphere.

Key words: Carbon dioxide partial pressure ( $p\text{CO}_2$ ),  $\Delta p\text{CO}_2$ , Pacific Ocean, California Current, Baja California.

## 28. FLUJOS VERTICALES DE CARBONO ORGÁNICO E INORGÁNICO PARTICULADO EN CUENCA ALFONSO, BAHÍA DE LA PAZ, Y COMPARACIÓN CON OTROS AMBIENTES EN EL NORTE DE MÉXICO

*N. Silverberg, F. Aguirre-Bahena, M.Y. Cortés-Martínez y F.J. Urcádiz-Cázares*

#### RESUMEN

La materia particulada en hundimiento en la Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz, recolectada en series de tiempo 2002–2005 mediante una trampa de sedimentos mostró

variaciones considerables, a escalas de semanas y meses, en el flujo de masa total (FMT), carbono orgánico (Corg) e inorgánico (Cinorg) y en sus respectivos contenidos. Los promedios del FMT ( $278 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ ) y los contenidos de Corg (5.4%) y Cinorg (2.3%) son comparables con el sedimento más recientemente depositado. El hundimiento de carbono total (Ctot), en la parte más profunda de la cuenca ( $5160 \text{ t año}^{-1}$ ), corresponde a  $\sim 9.4\%$  de la emisión anual de  $\text{CO}_2$  por la población de La Paz. Los flujos en la Cuenca Alfonso son más de 2 veces mayores a los de la Cuenca de Guaymas, en el Golfo de California. Los cocolitos constituyen, en promedio, 23% del flujo de Cinorg. El árido ambiente subtropical del norte de México tiende a exhibir menores tasas de FMT y Corg que la Cuenca Santa Bárbara, en la zona templada californiana, aunque los flujos de carbonatos son similares. En la Cuenca Cariaco, en el Caribe, con un FMT comparable al de la Cuenca de Guaymas, el flujo de Corg es mayor y el flujo de Cinorg menor. En la zona subártica del Golfo de San Lorenzo, Canadá, los flujos de Corg son moderados pero hay escasa sedimentación de Cinorg.

Palabras clave: ciclo de carbono marino, producción exportada, trampa de sedimentos, hundimiento.

#### ABSTRACT

On the scale of weeks and months the time series (2002–2005) of settling particulate matter in Alfonso Basin collected using a sediment trap, reveals considerable variation in the total mass flux (TMF) and in the organic (Corg) and inorganic carbon (Cinorg) contents and fluxes. The mean TMF ( $290 \text{ g m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ) and contents of Corg (5.4%) and Cinorg (2.3%) compare well with the most recently deposited underlying sediments. Settling of total carbon (Ctot), in the deepest part of the basin ( $5160 \text{ t y}^{-1}$ ), corresponds to about 9.4% of the annual emission of  $\text{CO}_2$  by the population of La Paz. Fluxes in Alfonso Basin are  $> 2$  times those of Guaymas Basin, in the Gulf of California. Coccoliths constitute on average 23% of the particularly high Cinorg flux. The arid, subtropical basins in northern Mexico exhibit lower TMF and Corg fluxes than found in the more temperate Santa Barbara Basin (California), although carbonate fluxes are similar. In the tropical Cariaco Trench, TMF is similar to Guaymas, Corg flux is greater while that of Cinorg is smaller. Fluxes of Corg are moderate but there is little Cinorg sedimentation in the subarctic Gulf of St. Lawrence, Canada.

Key words: marine carbon cycle; export production, sediment trap, settling particles; sedimentation.

## 29. FLUJOS DE CARBONO ORGÁNICO SEDIMENTARIO A LO LARGO DEL MARGEN CONTINENTAL DEL PACÍFICO NORORIENTAL MEXICANO DURANTE LOS ÚLTIMOS 50,000 AÑOS

*A. Sánchez y J. Carriquiry*

### RESUMEN

En el presente trabajo se evaluó la tasa de sepultamiento de Corg de dos núcleos (GC31 y PC08) en el margen de Bahía Magdalena, Baja California Sur, México. El flujo de Corg en el margen Magdalena fue comparado con registros sedimentarios del margen de Mazatlán y el Golfo de Tehuantepec. El enterramiento de Corg fue mayor durante el último glacial máximo (UGM: 800 mg cm<sup>-2</sup> ka<sup>-1</sup>), y la etapa isotópica marina 3 (EIM-3: 900 mg cm<sup>-2</sup> ka<sup>-1</sup>) que en el Holoceno tardío (600 mg cm<sup>-2</sup> ka<sup>-1</sup>) en el margen de Bahía Magdalena. El flujo de Corg incrementó 25% en el UGM y 50% en la EIM-3 con respecto al Holoceno tardío indicando que la productividad exportada fue más activa durante el UGM y la EIM-3. El incremento observado en el enterramiento de Corg en latitudes bajas y medias en el Pacífico Nororiental Mexicano (PNOM) durante el UGM y la EIM-3 sugiere que la bomba biológica fue más eficiente en las latitudes medias, apoyando así la hipótesis de que el bombeo de nutrientes no fue limitante, favoreciendo la mayor productividad exportada y la tasa de enterramiento de Corg a lo largo de el margen del PNOM.

Palabras clave: sedimentación, flujos, carbono orgánico, Pacífico mexicano, Baja California.

### ABSTRACT

The burial rate of Corg in two cores (GC31 and PC08) was assessed from the Magdalena Bay margin, Baja California Sur, Mexico. The flux of Corg in the Magdalena Bay margin was compared with sedimentary records from the Mazatlan margin and the Gulf of Tehuantepec. The burial rate of Corg was larger during the Last Glacial Maximum (LGM: 800 mg cm<sup>-2</sup> ka<sup>-1</sup>) and the marine isotope stage 3 (MIS-3: 900 mg cm<sup>-2</sup> ka<sup>-1</sup>) than in the late Holocene (600 mg cm<sup>-2</sup> ka<sup>-1</sup>) in the Magdalena margin. The flux of Corg increased by 25% during the LGM and by 50% during the MIS-3 with respect to the late Holocene, indicating that the exported productivity was more active during the LGM and MIS-3. The increase observed in the burial rate of Corg at low- and mid-latitudes in the Northeast Pacific of Mexico (NEPM) during the LGM

and MIS-3 suggests that the biological pump was more efficient at mid-latitudes, supporting the hypothesis that nutrient-pumping was not limiting, but favored a larger exported production and burial rates of Corg along the NEPM margin.

Key words: sedimentation, fluxes, organic carbon, Mexican Pacific, Baja California.

## SEXTA PARTE. *Aplicaciones al ordenamiento ecológico marino*

### 30. EL USO POTENCIAL DE LA PRODUCCIÓN DE CARBONO ORGÁNICO EN EL MANEJO OCEÁNICO

*G. Enríquez-Hernández, B. Hernández-de la Torre y G. Gaxiola-Castro*

#### RESUMEN

El presente artículo pretende abordar el uso potencial del carbono marino como variable biogeoquímica en el manejo oceánico. En México existe escasa experiencia en el manejo de áreas oceánicas. No fue hasta 1996 cuando se incorporó el Ordenamiento Ecológico Marino (OEM) como primer instrumento de planeación para el océano en la Ley General del Equilibrio Ecológico y Protección al Ambiente. El único esfuerzo gubernamental para impulsar la aplicación del manejo oceánico a través del proceso de OEM dio inicio en 1997 en la región del Golfo de California. Parte importante de estos procesos de manejo son las contribuciones que la oceanografía puede ofrecer para definir regiones oceánicas, considerando las variaciones en la concentración del carbono. En este sentido, una de las variables más importantes a considerar para la regionalización del océano son las zonas de productividad primaria. Estas zonas, debido a su proximidad a la costa, requieren de estrategias de manejo para mantener la diversidad marina y la biomasa pescable. De esta manera, aquí se analizan varios de los trabajos incluidos en este volumen con el fin de identificar casos de estudios específicos que pueden ser utilizados en el proceso de regionalización marina.

Palabras claves: Ordenamiento Ecológico Marino, regionalización marina, zonas productivas, carbono orgánico, producción primaria nueva.

**ABSTRACT**

This contribution aims at discussing the potential use of marine carbon as a biogeochemical variable in the oceanic management. There is little experience in Mexico in the management of oceanic areas. It was not until 1996 when the General Law of the Ecological Equilibrium and Protection of the Environment incorporated the Ordenamiento Ecológico Marino (OEM) as a first planning instrument for ocean management. To this date, the only governmental effort in to implement the OEM started in the Gulf of California region in 1997. Among others, oceanography can make important contributions to ocean management by defining oceanic regions for which primary productivity zones areas should be considered as one of the most important variables. Due to their proximity to the coastal area, primary productivity zones require management strategies seeking to maintain marine diversity and commercial fishing stocks. Thus, several studies included in this volume are analyzed in order to identify cases of specific studies that can be used in defining marine regions.

Key words: Ordenamiento Ecológico Marino (marine ecological planning), marine regionalization, productivity zones, organic carbon, new primary production.

## LOS AUTORES

---

F. AGUIRRE-BAHENA. Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas. Av. Instituto Politécnico Nacional s/n, Playa Palo Santa Rita, La Paz 23096, Baja California Sur, México. Correo-e: faguirre@ipn.mx.

R. AGUIRRE-GÓMEZ. Laboratorio de Sistemas de Información Geográfica y Percepción Remota. Instituto de Geografía. Universidad Nacional Autónoma de México. Circuito Exterior s/n, Ciudad Universitaria, Distrito Federal, México. Correo-e: raguirre@igg.unam.mx.

J. ALCOCER. Proyecto de Investigación en Limnología Tropical. FES Iztacala, Universidad Nacional Autónoma de México. Av. de los Barrios No. 1, Los Reyes Iztacala, Tlalnepantla 54090, Estado de México, México. Correo-e: jalcocer@servidor.unam.mx.

S. ALVAREZ-BORREGO. Departamento de Ecología. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Carretera Tijuana-Ensenada km 107, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: alvarezb@cicese.mx.

C. BAZÁN-GUZMÁN. Departamento de Oceanografía Biológica. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Carretera Tijuana-Ensenada km 107, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: cbazan@cicese.mx.



A. CABELLO-PASINI. Instituto de Investigaciones Oceanológicas. Universidad Autónoma de Baja California. Carretera Tijuana-Ensenada km 105. Apartado postal 453, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: acabello@uabc.mx.

R. CAJAL-MEDRANO. Facultad de Ciencias Marinas. Universidad Autónoma de Baja California. Carretera Tijuana-Ensenada km 105, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: rcajal@uabc.mx.

L.E. CALDERÓN-AGUILERA. Departamento de Ecología. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Carretera Tijuana-Ensenada km 107, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: leca@cicese.mx.

O. CALVARIO-MARTÍNEZ. Centro de Investigación en Alimentación y Desarrollo A.C. Unidad Mazatlán en Acuicultura y Manejo Ambiental. Av. Sábalo-Cerritos s/n, CP. 82010, Mazatlán, Sinaloa, México. Correo-e: ocalvario@ciad.mx.

V.F. CAMACHO-IBAR. Instituto de Investigaciones Oceanológicas. Universidad Autónoma de Baja California. Carretera Tijuana-Ensenada km 105. Apartado postal 453, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: vcamacho@uabc.mx.

T. CAMIRO-VARGAS. Facultad de Ciencias Marinas. Universidad Autónoma de Baja California. Carretera Tijuana-Ensenada km 105. Apartado postal 453. Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: tcamiro@gmail.com.

J.D. CARRIQUIRY. Instituto de Investigaciones Oceanológicas. Universidad Autónoma de Baja California. Carretera Tijuana-Ensenada km 105, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: jose\_carriquiry@uabc.mx.

J. CEPEDA-MORALES. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Carretera Tijuana-Ensenada km 107, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: jcepeda@cicese.mx.

F. CHAVEZ. Monterey Bay Aquarium Research Institute. Pacific Grove, California, EE.UU. Correo-e: fchav@mbari.org.

M.Y. CORTÉS-MARTÍNEZ. Departamento de Geología Marina. Universidad Autónoma de Baja California Sur. Carretera al Sur km 5.5, La Paz, 23080, Baja California Sur, México. Correo-e: mycortes@uabcs.mx.

L.W. DAESSLÉ-HEUSER. Instituto de Investigaciones Oceanológicas. Universidad Autónoma de Baja California. Carretera Tijuana-Ensenada km 105. Apartado postal 453, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: walter@uabc.mx.

M.E. DE LA CRUZ-OROZCO. Departamento de Oceanografía Biológica. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Carretera Tijuana-Ensenada km 107, Ensenada 22660, BC, México. Correo-e: delacruz@cicese.mx.

F. DELGADILLO-HINOJOSA. Instituto de Investigaciones Oceanológicas. Universidad Autónoma de Baja California. Carretera Tijuana-Ensenada km 105. Apartado postal 453, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: pili@uabc.mx.

E. DEVRED. Department of Oceanography, Dalhousie University. Halifax, Nova Scotia B3H 4J1, Canadá y Department of Fisheries and Oceans, Bedford Institute of Oceanography. Ocean Science Division Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2, Canadá. Correo-e: devrede@mar.dfo-mpo.gc.ca.

V.P. DOMÍNGUEZ-JIMÉNEZ. Centro de Investigación en Alimentación y Desarrollo A.C. Unidad Mazatlán en Acuicultura y Manejo Ambiental. Av. Sábalo-Cerritos s/n, CP. 82010, Mazatlán, Sinaloa, México. Correo-e: delfin@ciad.mx.

G. ENRÍQUEZ-HERNÁNDEZ. Instituto Nacional de Ecología. Periférico Sur 5000, 2do Piso, Col. Insurgentes Cuicuilco, Coyoacán 04530, Distrito Federal, México. Correo-e: enrigil@ine.gob.mx.

E. ESCOBAR-BRIONES. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad Universitaria 3000, México 04510, Distrito Federal, México. Correo-e: escobri@icmyl.unam.mx.

D. ESCOBEDO-URÍAS. Instituto Politécnico Nacional. Centro Interdisciplinario de Investigación para el Desarrollo Integral Regional-Sinaloa. Blvd. Juan de Dios Bátiz Num. 250, Guasave 81101, Sinaloa, México. Correo-e: durias@ipn.mx.

T.L. ESPINOSA-CARREÓN. Instituto Politécnico Nacional. Centro Interdisciplinario de Investigación para el Desarrollo Integral Regional-Sinaloa. Blvd. Juan de Dios Bátiz Num. 250, Guasave 81101, Sinaloa, México. Correo-e: tеспinosac@ipn.mx.

G. FRIEDERICH. Monterey Bay Aquarium Research Institute. Pacific Grove, California, EE.UU. Correo-e: gfrederich@mbari.org.

C. FUENTES-YACO. Department of Oceanography, Dalhousie University. Halifax, Nova Scotia B3H 4J1, Canadá y Department of Fisheries and Oceans, Bedford Institute of Oceanography. Ocean Science Division Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2, Canadá. Correo-e: Fuentes-YacoC@mar.dfo-mpo.gc.ca.

S. GALINDO-BECT. Instituto de Investigaciones Oceanológicas. Universidad Autónoma de Baja California. Carretera Tijuana-Ensenada km 105. Apartado postal 453, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: salvador@uabc.mx.

H. GARCÍA. Departamento de Oceanografía Física. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Carretera Tijuana-Ensenada km 107, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: hgarcia@cicese.mx.

J.G. GARCÍA-CÓRDOVA. Departamento de Oceanografía Física. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Carretera Tijuana-Ensenada km 107, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: joaquin@cicese.mx.

J. GARCÍA-PÁMANES. Departamento de Biología Marina. Universidad Autónoma de Baja California Sur. Carretera al sur km. 5.5, Apartado postal 19-B, La Paz 23080, Baja California Sur, México. Correo-e: jgarciap@uabcs.mx.

F.J. GARCÍA-VILLALOBOS. Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología. Laboratorio de Biodiversidad y Macroecología. Universidad Nacional Autónoma de México. Apartado Postal 70-305, Ciudad Universitaria 04510, Distrito Federal, México. Correo-e: franciscojavier\_gv@yahoo.com.mx.

G. GAXIOLA-CASTRO. Departamento de Oceanografía Biológica. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada. Carretera Tijuana-Ensenada km 107, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: ggaxiola@cicese.mx.

L. GODINEZ-ORTA. Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas, Instituto Politécnico Nacional. Av. Instituto Politécnico Nacional s/n, Playa Palo Santa Rita, La Paz 23096, Baja California Sur, México, Correo-e: lorta@ipn.mx.

J. GÓMEZ-VALDÉS. Departamento de Oceanografía Física. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Carretera Tijuana-Ensenada km 107, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: jgomez@cicese.mx.

M. GONZÁLEZ-OCAMPO. Posgrado Facultad de Ciencias. Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad Universitaria 3000, México 04510, Distrito Federal, México. Correo-e: mgonzale@icmyl.unam.mx.

J. HALFAR. Assistant Professor of Geology. Dept. of Chemical & Physical Sciences, University of Toronto at Mississauga. South Building, Room 3006, Mississauga, ON L5L 1C6, Canadá. Correo-e: jochen.halfar@utoronto.ca.

J.R. HERNÁNDEZ-ALFONSO. Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas. Departamento de Plancton y Ecología Marina. Av. Instituto Politécnico Nacional s/n, Playa Palo Santa Rita, La Paz 23096, Baja California Sur, México. Correo-e: jrhernan@ipn.mx.

J.M. HERNÁNDEZ-AYÓN. Instituto de Investigaciones Oceanológicas. Universidad Autónoma de Baja California. Carretera Tijuana-Ensenada km 105. Apartado postal 453, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: jmartin@uabc.mx.

B. HERNÁNDEZ-DE LA TORRE. Instituto Nacional de Ecología, Unidad Ensenada, CICESE. Carretera Tijuana-Ensenada km 107, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: bhernan@ine.gob.mx.

S.E. IBARRA-OBANDO. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada. Carretera Tijuana-Ensenada km 107, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: sibarra@cicese.mx.

A. JIMÉNEZ-ILLESCAS. Instituto Politécnico Nacional. Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas. Av. IPN s/n. Col. Playa Palo de Santa Rita, La Paz 23096, Baja California Sur, México. Correo-e: arjimill@prodigy.net.mx.

A. JIMÉNEZ-MERCADO. Facultad de Ciencias Marinas. Universidad Autónoma de Baja California. Carretera Tijuana-Ensenada km 105, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: alejajimenez@uabc.mx.

J.R. LARA-LARA. Departamento de Oceanografía Biológica. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Carretera Tijuana-Ensenada km 107, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: rlara@cicese.mx.

B.E LAVANIEGOS. Departamento de Oceanografía Biológica. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Carretera Tijuana-Ensenada km 107, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: berlav@cicese.mx.

D.P. LÓPEZ-ANAYA. Proyecto de Investigación en Limnología Tropical. FES Iztacala, Universidad Nacional Autónoma de México. Av. de los Barrios No. 1, Los Reyes Iztacala, Tlalnepantla 54090, Estado de México, México. Correo-e: dpla@hotmail.com.

M. LÓPEZ-MARISCAL. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Carretera Tijuana-Ensenada km 107, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: malope@cicese.mx.

A.N. MAEDA-MARTÍNEZ. Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste. Apartado postal 128, La Paz 23000, Baja California Sur, México. Correo-e: amaeda04@cibnor.mx.

M.D. MARTÍNEZ-GAXIOLA. Centro de Estudios Tecnológicos del Mar No. 6. Coral No. 2, Centro, La Cruz de Huanacastle 63732, Nayarit, México. Correo-e: martinezgax@gmail.com.

A. MARTÍNEZ-LÓPEZ. Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas. Departamento de Plancton y Ecología Marina. Av. Instituto Politécnico Nacional s/n, Playa Palo Santa Rita, La Paz 23096, Baja California Sur, México. Correo-e: amartin@ipn.mx.

H. MASKE. Departamento de Oceanografía Biológica. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Carretera Tijuana-Ensenada km 107, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: hmaske@cicese.mx.

A. MEJÍA-TREJO. Instituto de Investigaciones Oceanológicas. Universidad Autónoma de Baja California. Carretera Tijuana-Ensenada km 105. Apartado postal 453, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: amejia@uabc.mx.

P. MORALES-PUENTE. Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad Universitaria 3000, México 04510, Distrito Federal, México. Correo-e: mopuente@servidor.unam.mx.

F.J. OCAMPO TORRES. Departamento de Oceanografía Física. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Carretera Tijuana-Ensenada km 107, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: campo@cicese.mx.

L.A. OSEGUERA. Proyecto de Investigación en Limnología Tropical. FES Iztacala, Universidad Nacional Autónoma de México. Av. de los Barrios No. 1, Los Reyes Iztacala. Tlalnepantla 54090, Estado de México, México. Correo-e: loseguera@campus.iztacala.unam.mx.

J.L. PEÑA-MANJARREZ. Centro de Estudios Tecnológicos del Mar No. 11. Carretera Ensenada-Tijuana km 6.5, Ensenada 22860, Baja California, México. Correo-e: jopema@cicese.mx.

T. PLATT. Department of Fisheries and Oceans, Bedford Institute of Oceanography. Ocean Science Division Box 1006. Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2, Canadá. Correo-e: tplatt@dal.ca.

M. POUMIAN-TAPIA. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada. Carretera Tijuana-Ensenada km 107, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: mpoumian@cicese.mx.

H. REYES-BONILLA. Departamento de Biología Marina. Universidad Autónoma de Baja California Sur. Apartado postal 19-B, La Paz 23080, Baja California Sur, México. Correo-e: hreyes@uabcs.mx.

O. SALMERÓN-GARCÍA. Laboratorio de Sistemas de Información Geográfica y Percepción Remota. Instituto de Geografía. Universidad Nacional Autónoma de México. Circuito Exterior s/n, Ciudad Universitaria, Distrito Federal, México. Correo-e: osg@igg.unam.mx.

A. SÁNCHEZ. Instituto de Investigaciones Oceanológicas. Universidad Autónoma de Baja California. Carretera Tijuana-Ensenada km 105, Apartado postal 453, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: asanchez@ipn.mx.

E. SANTAMARÍA-DEL-ÁNGEL. Facultad de Ciencias Marinas. Universidad Autónoma de Baja California. Apartado postal 423, Ensenada 22800, Baja California, México. Correo-e: santamaria@uabc.mx.

S. SATHYENDRANATH. Department of Oceanography, Dalhousie University. Halifax, Nova Scotia B3H 4J1, Canadá y Department of Fisheries and Oceans, Bedford Institute of Oceanography. Ocean Science Division Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2, Canadá. Correo-e: shubha@dal.ca.

N. SILVERBERG. Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas. Av. Instituto Politécnico Nacional s/n, Playa Palo Santa Rita, La Paz 23096, Baja California Sur, México. Correo-e: silverb@ipn.mx.

E. SOLANA-ARELLANO. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada. Carretera Tijuana-Ensenada km 107, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: esolana@cicese.mx.

R. SOSA-ÁVALOS. Facultad de Ciencias Marinas, Universidad de Colima. Carretera Manzanillo-Cihuatlán km 20. C.P. 28860, Colima, México. Correo-e: rsosa@ucol.mx.

A.E. ULLOA-PÉREZ. Instituto Politécnico Nacional. Centro Interdisciplinario de Investigación para el Desarrollo Integral Regional, Sinaloa. Blvd. Juan de Dios Bátiz 250, Guasave 81101, Sinaloa, México. Correo-e: aeulloa@ipn.mx.

F.J. URCÁDIZ-CÁZARES. Departamento de Geología Marina. Universidad Autónoma de Baja California Sur. Carretera al Sur km 5.5, La Paz 23080, Baja California Sur. Correo-e: tremolita\_actinolita@hotmail.com.

J.E. VALDEZ-HOLGUÍN. Departamento de Investigaciones Científicas y Tecnológicas. Universidad de Sonora. Hermosillo, Sonora 83000, México. Correo-e: jvaldez@guayacan.uson.mx.

A. ZAVALA-NORZAGARAY. Instituto Politécnico Nacional. Centro Interdisciplinario de Investigación para el Desarrollo Integral Regional-Sinaloa. Blvd. Juan de Dios Bátiz 250, Guasave 81101, Sinaloa, México. Correo-e: anorzaga@ipn.mx.

J.A. ZERTUCHE-GONZÁLEZ. Instituto de Investigaciones Oceanológicas. Universidad Autónoma de Baja California. Carretera Tijuana-Ensenada km 105. Apartado postal 453, Ensenada 22660, Baja California, México. Correo-e: zertuche@uabc.mx.

A. ZIRINO-WEISS. Scripps Institution of Oceanography. University of California, La Jolla, California 92093-0202, EE.UU. Correo-e: azirino@ucsd.edu.

# ÍNDICE ANALÍTICO

---

$\delta^{13}\text{C}$ , 78; en el Golfo de México, 78; en el Escarpe de Campeche, 87

## A

absorbancia, 373

absorción, 350

ácido clorhídrico, 120, 161

actividad, antropogénica, 267; bacteriana, 104; camaronícola, 237; herbívora, 132; heterotrófica, 115; metabólica alta, 356; metabólica, 105; quimioautotrófica, 124; volcánica, y cambio climático, 267

advección, 300; horizontal, 379; vertical, 379;

aflorescimientos costeros, 313

África, 281

agregados biogénicos, 411

agua, 31, 162; de fondo, 78; del SubÁrtico,

400; estratificada, 53; estuarina, 227; oligotróficas, 349; profunda, 59; salinidad y temperatura, 65

aire, intercambio entre las masas de 119

alcalinidad específica, 46

Alchichica, Puebla, lago tropical, 239

algas filamentosas, 216; y erosión del  $\text{CaCO}_3$ , 216

Alto Golfo de California, 347; características de T-S en el, 70

aluminio, 190

ambiente, oceánico, 173; subtropical, 422; tropicales, 239

aminoácidos, 105

amonio, 251

análisis, armónico, 298; de correlación, 207; de varianza, 175

anticiclónicos, 301

antropoceno, 344; acumulación de carbono desde el, 141

apéndices cefálicos, 130



áreas, costeras, 172; oceánicas y fase de  
 caracterización, 441  
 arrecifes mexicanos, 217; en aguas some-  
 ras, 217  
 Atchafalaya, 120, 343  
 atmósfera, 29  
 AVHRR, 282

**B**

bacterias, 104, 108, 141; heterótrofas, 104;  
 oceánicas, 104  
 bacterias, población oceánica de, 108  
 baguio, 279  
 Bahía de Banderas, 219  
 Bahía de La Paz, 412  
 Bahía de Monterey, 331  
 Bahía de San Quintín, carbono acumulado  
 en, 204  
 Bahía de Todos Santos, 372  
 Bahía de Tomales, 360  
 Bahía de Willapa, Washington, 365  
 Bahía Falsa, 362  
 Bahía Falsa, carbono acumulado en, 204  
 Bahía Lechuguilla-Ohuira-Navachiste,  
 cuenca, 173  
 Bahía Magdalena, 134, Magdalena, 429  
 Bahía San Quintín, 356  
 Bahía Sebastián Vizcaíno, 134, 162  
 Baja California, 253; carbono acumulado  
 en, 204; zonas de asimilación de car-  
 bono, 302, 445;  
 balances globales de carbono, 108  
 Banco de Campeche, 342, 343  
 batimetría, 46, 59, 60  
 Belice, 254  
 Bermuda, 350

bioerosionadores y arrecifes, 222  
 biogeoquímica oceánica, 268  
 biomasa de fitoplancton, 280  
 biomasa, 201; fitoplanctónica, 237, 240,  
 290; foliar, 205  
 biota marina, 397; oceánica, 268; terrestre,  
 397  
 bióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) antropogénico,  
 impacto del, 337  
 boca de Ajoro, 176  
 boca de Vasiquilla, 180  
 bomba biológica, 129  
 borosilicato, 230  
 botellas, claras, 229; oscuras, 229

**C**

Cabo Corrientes (Puerto Vallarta), 258,  
 271  
 Cabo Pulmo, 281; corales en, 218  
 cadena, alimenticia, 290; de herbívoros, 75;  
 trófica lineal, 104  
 cadmio, 51  
 calcificación, procesos de, 197  
 calcificación, tasa de, 217, 223  
 calentamiento, atmosférico, 267; del océa-  
 no, 216  
 calor, 29; flujo de, 29  
 cambio, en la variabilidad climática, 321;  
 estacionales extremos, 319; temporales,  
 en la circulación Golfo-Pacífico, 346  
 Canal de Ballenas, 69; tiempo de residen-  
 cia, 69  
 Canal de Yucatán, 119  
 Canal Laurentian del Golfo de San Lorenzo,  
 Canadá, 421  
 cantidad de fertilizantes, 182

- capa, de mezcla, 240; epipelágica, 101, 104; eufótica, 337; mesopelágica, 104
- carbohidratos, 105
- carbonato; de calcio, 120; tasa de producción de 223
- carbono, /nitrógeno, razón, 162; atmosférico, 76; balance global, 398; biogénico, flujo de, 101; ciclo biogeoquímico del, 75; ciclo cerrado del, 101; dinámica del, 114; en el océano, exportación a los sedimentos, 346; exportación de, 339; extracción de, 347; fitoplanctónico, 162; flujos de, 337; presiones parciales, 337; inorgánico, 59; inorgánico, disuelto del agua, 197; inorgánico, fijación fotosintética del 117; orgánico, 76; (Corg) "exportado", 251; orgánico nuevo (o producción nueva), 320; orgánico particulado, 198, 239; orgánico particulado, 75; en el Golfo de México, 77; en el Cañón de Campeche, 77; orgánico, remoción, 445; particulado, y estacionalidad, 159; mezcla de la columna de agua, 159; velocidad y dirección del viento, 159, remoción del, 194, 331; stocks de, 356; exceso de, 361; tasa de asimilación 302; en Baja California, 302; tasa de asimilación del, 445; en Baja California, tasa exportable de, 331;
- carbono, asimilación de, 302; en zona costera eutrófica, 302; en zona oceánica, 302,
- Caribe tropical, 421
- células vegetativas, 379
- Centroamérica, 279
- Chiapas, 268; costas de, 271
- Chl a, máximo de, 78
- cianobacterias, 301
- cianofitas, 257
- ciclo, anual, 240; biogeoquímico, 187, 441; estacional, 298
- ciliados, 130
- cinética de asimilación de, 105
- circulación, 172; termohalina, 70
- clima, predicción del cambio del, 29; tipo monzónico del, 391
- climático global, 203, 337; a escala glaciar-interglaciar y milenial, 429; de régimen, 320
- clorofila a, máximo de, 78
- clorofila, 52; máximo profundo de, 242
- CO<sub>2</sub>, antropogénico, 268, 344, 346; atmosférico (pCO<sub>2</sub>atm), presión parcial del, 372;
- COADS, 321
- cocolitofóridos, identificación de, 84
- cocolitos, 118; flujo de, 419
- coeficiente de solubilidad del, 374; condiciones bióticas y abióticas del flujo de, 377
- coeficiente, de arrastre, 34; de difusión, 31; de intercambio del CO<sub>2</sub> (número de Dalton), 35; de solubilidad, 33; de transferencia, 30, 33
- Colima, 268
- columna, de agua, 75, 76; homogeneidad en la 179; columna eufótica
- combustibles fósiles, 267, 344
- como sumidero de gases, 383
- comunidad bentónica, 133; zooplanctónica, 308
- concentración, de clorofila, 110; de pigmentos, 390
- condiciones heterótrofas, 236
- conductividad térmica, 121

- Constitución Política de los Estados Unidos Mexicanos, 439
- consumidores, primarios, 130, 132, 356; carnívoros 130
- Contra-Corriente Nor-Ecuatorial, 268
- COP, decremento en los flujos de, 391; exportación de, 182
- copépodos, 142; 314; heces fecales de los, 384
- corales, 215; arrecifales, 216; blanqueamientos de los, 216; coralívoros y arrecifes, 222; y ENSO, 216; hermatípicos, 216; hermatípicos, 216; pérdida de zooxantelas, 216; pigmentos fotosintéticos, 216; reducción de sus pigmentos, 216
- Corriente Costera de Costa Rica, 259, 269
- Corriente de California, 257
- Corriente de Davidson, 399
- Corriente de Lazo, 119-120
- Corriente Mexicana, 269
- Corriente Norecuatorial, 293
- corrientes, de marea, 59, 60; marinas, cambios en los pulsos, 319
- Costa Rica, 259
- COT, distribución de, 122; en el Cañón de Campeche, 122; en los montes de Sigsbee, 122; en Campeche, 122; frente al delta del Río Mississippi, 122
- crecimiento fitoplanctónico, 235
- crucero UI y masas de agua, 65
- crustáceos, 130
- Ct, 190
- ctenóforos, 130
- Cuba, 43
- Cuenca Alfonso, 412
- Cuenca de Guaymas, 345
- Cuenca de Guaymas, 421
- Cuenca San Lázaro, 421
- Cuenca Santa Bárbara, 421
- cuenclas, 60; oligotróficas tropicales, 77
- cuerpo acuático, 240; epicontinentales, 239
- cultivo de hortalizas, 182
- D
- datos oceanográficos históricos, 339
- degasificación, 47
- densidad, del agua, 31; del aire, 33; máxima, 203
- depósito de partículas, 118
- desarrollo turístico, 366
- detrito, 96, 160, 245; primarios, 167
- diagénesis, 412
- diatomeas, 89, 311, penadas, 89; céntricas, 89
- difusión, molecular, 30; turbulenta, 30, 339
- difusividad, molecular del gas, 32; turbulenta, 32
- dilución, método de, 133
- dinámica, microbiana, 125; oceánica, 29
- dinoflagelados, 331, 373; atecados, 373; identificación de, 84; tecados, 374
- dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), 162, 267
- disolución de carbonatos, 412
- disponibilidad de nutrientes, 301
- diversidad de la biomasa, 446
- diversidad marina, 446
- DOC, concentración de bacterias y, 107; refractario o lábil, 104; tasas de incorporación, 104;
- DON, biodegradable, 105; inerte y refractario, lisis bacterias por virus, 104-105;

- por nanoflagelados, 105; refractario, 105;
- E**  
 ecología global, 267  
 ecosistema, “bandera”, 224; capacidad de carga de los, 356; coralinos, 224; lacustres, 240; lagunar, estabilidad, 182; lagunares la, 159; marinos, 134; metabolismo neto del, 366; pelágico, 310; pelágico-bentónico, 442; planctónicos, 203; terrestres, 202; y materia orgánica, 75  
 ecosistema, nivel del, 204  
 eficiencia de enterramiento, 428  
 Ekman, transporte de 294  
 El Niño, 218; calentamiento (enfriamiento) de las aguas superficiales por el, 306; disminución (aumento) de las surgencias costeras por el, 306; El Niño/Oscilación del Sur (ENSO), 319; incremento (decremento) en la salinidad por el, 306;  
 electromagnética infrarroja, 267  
 emisiones antropogénicas, 39  
 energía, 29; del oleaje, 33; energía luminosa, 144  
 Ensenada del Sur de California, 322  
 epilimnion, 241  
 época cálida, 241  
 escala de tiempo, 319; geológica, 338; Saffir-Simpson, 281  
 escenarios biogeoquímicos, 196  
 especies, consumidoras y erosionadoras, y arrecifes, 222; dominantes, 135  
 espectro genotípico, 108  
 espectrómetro de masas de isótopos estables, 83  
 esqueletos, biogénicos, 118; carbonatados, 118; esqueletos, y temperatura del agua, 223  
 estación, “cálida”, 390; “fría”, 390; CalCOFI, 321  
 estado, de oxidación, 320; estado trófico, índice del, 330  
 Estados Unidos de América, 254, 443  
 estratificación, 54, 241  
 Estrecho de Florida, 342  
 estudios paleoceanográficos, 431  
 eufáusido, 133, 314  
 eufótica, zona, 24, 88, 103, 115, 118, 124, 126, 127, 131, 136, 143, 145, 147, 148, 149, 239, 263, 306, 307, 308, 310, 314, 317, 318, 322, 327, 332, 341, 343, 349, 350, 359, 361, 367, 395, 400, 453, 454, 472, 483, 488, 489, 491  
 eutrófica, zona, 308, 513  
 eutroficación, 227; procesos de, 172  
 evaporación, 46  
 eventos hidroclimatológicos extremos, 319  
 excretas, fecales, 135; floculación de las, 133  
 exudados extracelulares, 379
- F**  
 factores ambientales, 132  
 fallas geológicas, 347  
 fauna del mar, 76  
 fenómenos meteorológicos, 279  
 feopigmentos, 144  
 Filipinas, 279  
 filtro blanco, 162  
 fitoplancton, ecofisiología del, 166; y can-

tidad de luz, 166; y fertilizantes, en el gran valle agrícola en Sonora, 183; florecimientos del, 381; y nutrientes, 166  
 flagelados heterótrofos (, 130  
 florecimientos, 245; algales, 371; fitoplanctónicos, 245  
 Florida, 119; costa de, 342  
 flujo, de agua, 237; bentónicos, 360; bioquímicos, 356; de carbono hacia los sedimentos, 346; de carbono, 251; de CO<sub>2</sub> del agua a la atmósfera, 346; de exportación de carbono, 384; de gases, 32; y modelos de longitud de mezcla, 32; de la PP exportada, 125; de material, rutas y tasas de 142;  
 fluorescencia, 142; natural, 240; del fitoplancton, 78  
 fluorometría, 109  
 fondos marinos, 339  
 foraminíferos, 118  
 formato HDF (Hierarchical Data Format), 309  
 fosfatos, 47, 190  
 fósforo, 182; orgánico, 362  
 fotiplancton, Atlántico ecuatorial, 76; Mar Caribe, 76; valores empobrecidos en Antártica, 76  
 fotoperiodo, periodo de luz de día 254  
 fotosíntesis, proceso de, 70  
 fototrofia, 374  
 fotótrofo, 374  
 Frente Ensenada, 298, 445  
 frontogénesis, 119  
 fuego, 279  
 fuentes alóctonas, 245  
 fugasidad, del gas, 33; gradiente de, 33  
 funciones empíricas ortogonales, 296

## G

gas, 29; acarreador, 121; biogénico, 267  
 geostrófico, 300; horizontal, 32; laminar, 32; liso, 35; neto agua-aire de CO<sub>2</sub>, 345  
 giro, 119, anticiclónico, 70; ciclónico, 120; anticiclónico, 120; Subártico, 293  
 Golfo de Bengala, 279  
 Golfo de México Norte, 254  
 Golfo de México Sur, 254  
 Golfo de México, 342  
 Golfo de Tehuantepec, 253, 269, 271, 429; viento en el, 38  
 gradientes espaciales, 365  
 Gran Caribe, 443  
 granjas camaronícolas, efluentes de las, 236-237  
 Groenlandia, 431; núcleos de hielo de, 428  
 Guasave, 173  
 Guatemala, 279  
 Guaymas, cuenca de, 142  
 Guerrero, 253, 268

## H

heces, densidad de las, 203; fecales, 101; vegetativos, 201, 206  
 herbívoros, 391; y omnívoro, 130  
 heterópodos, 130  
 heterotrofia, 374  
 heterótrofo, 374  
 hidrodinámica, 241  
 hipolimnion, 241  
 hipoxia, 349  
 Holoceno tardío, 431

hundimiento vertical, 339  
 hundimiento, 104; tasa de 96  
 huracán, 279; y el Popol-Vuh, 279 Véase  
 también tifón, ciclón, Willy-Willy y  
 baguio

I

Ignacio, huracán, 280  
 imágenes de satélite, del color del océano,  
 46; AVHRR, 458  
 India, 279  
 índice PDO, fase negativa del; 319, 325;  
 fase positiva, 319, 325  
 índice, de afloramiento, 330; índice PDO,  
 331  
 Instituto Bedford de Oceanografía, Ca-  
 nadá, 282  
 Instituto Federal Suizo de Tecnología,  
 Zurich, 416  
 Instituto Shirsov de Oceanología de la Aca-  
 demia de Ciencias, Moscú, 415  
 intercambio de gases entre el océano y la  
 atmósfera, 30  
 interfase atmósfera-océano, 251  
 ioduro alcalino, 239  
 ión bicarbonato a CO<sub>2</sub>, 381  
 irradiancia superficial diaria, 254  
 Isis, huracán, 220  
 Isla Ángel de la Guarda, 66  
 Isla de Cedros, 404  
 Isla Tiburón, umbral de, 66  
 isotopía estable de COP, 77  
 isótopo, de hidrógeno, 109; estable de  
<sup>13</sup>C, 76

J

Jalisco, 268

L

La Entrega, arrecife, 218  
 Lago Maggiore, 243  
 lago, circulación o mezcla, 241  
 Laguna Madre, 366  
 Laguna Manuela, 160  
 lagunas costeras, 159, 182, 356  
 Lazo, Corriente de, 119-120  
 legislación marítima-costera, 439  
 leucina, peso molecular de la 109; en pro-  
 teína, 110  
 Ley de Lambert-Beer, 308  
 Ley General del Equilibrio Ecológico y la  
 Protección al Ambiente (LGEEPA),  
 440  
 lineamientos generales, 440  
 luz, 338; superficial, intensidad de la, 144

M

macroalga, 364  
 macrofitas, 366  
 manglares, 172  
 manto freático, 239  
 Manzanillo, Colima, 281  
 Mar Caribe Noroeste, 254  
 marea, 60, 159; posmuerta, 345; posviva,  
 345; mixta semidiurna, 181; tipo de,  
 181; viva, 142, 198, 345  
 marinas, 203  
 masa, de agua AGC, 65; de agua ASsSt, 65;

de Agua del Golfo de California, 60; de Agua Intermedia del Pacífico (AIP), 65; de Agua Subsuperficial Subtropical, 60; oxigenada, 125

materia, orgánica depositada en el sedimento, 76; orgánica exportable, 321; orgánica, 75, 379

material, orgánico, 360; suspendido, 54

mayas, y los huracanes, 279

Mazatlán, 429; Bahía de, 228

MCSST, 282

medusas, 130

membrana peritrófica, 133

mesozooplancton, 144

metabolismo, bentónico, 205, 360; bruto, 204, 205

metales disueltos, 51

metales traza, 59

metalimnion, 241

metano, 267

metazoarios, 141

mezcla intensa, 46

mezzozooplancton, gran variedad de taxa, 130

Michoacán, 268

microalgas, identificación de, 84; marinas, 381

microheterótrofos, 133

microzooplancton, 130; pastoreo del 133

modelo, atmosféricos, 267; ecológicos, 135; de cajas, 362;

MODIS, 282

moluscos bivalvos, 159

momento, 29

monóxido de carbono, 267

muestreo mensual, 240

## N

nanoplancton, 310; calcáreo, 415

NASA, 282, 374

nieve marina, 89

nitratos, concentraciones de 197

nitrógeno, 182; nuevo (nitratos), 366; orgánico, 161; reciclado biológicamente, 251

niveles tróficos superiores, 135

no fitoplanctónico, 162

NOAA, 282

no-El Niño. Véase La Niña

nucleótidos, 105

número de Dalton, 34

nutrientes, autóctonos, 320, 441; autóctonos, 320; concentraciones de 115; inorgánicos (nitrato, nitrito, amonio y fosfato), 314; inorgánicos, 51, 104; inyección de, 329; orgánicos e inorgánicos, 115; reciclamiento de, 329

## O

Oaxaca, 268, arrecifes de, 220

observatorios marinos, 135

Océano Pacífico Ecuatorial Occidental, 294

océano, 29, cambios biológicos en el, 398; cambios físicos en el, 398; cambios químicos en el, 398;

oleaje, velocidad del 34

ópalo, 268

Ordenamiento Ecológico Marino, 440

ordenamiento ecológico, 444

Oregon, 331

organismos, autótrofos marinos, 201;

- autótrofos, 201; bentónicos, 159; bentónicos, y materia orgánica costera 171; filtradores, 356; fitoplanctónicos, 53; fitoalimentadores, 160; planctónicos suspensivos, 142; planctónicos, 171; simbioses, 215
- Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), 319
- Oscilación Sureña El Niño (ENSO), 216, 218; y cambios en los esqueletos coralinos, 216; y algas filamentosas, 216; y mortalidad coralina en el Pacífico centroamericano, 216
- ostricultura, 356
- oxiclina, 241
- óxido, de nitrógeno, 161; nitroso, 267
- oxígeno, 162; disuelto, 379; concentración de, 229
- P
- Pacífico Noroccidental, 162
- Pacífico subártico, 133
- Panamá, 269
- parámetro de estratificación, 47, 61
- partículas, componentes principales, 84; origen fotoautotrófico de las, 97
- pastoreo, efectos del, 347; tasas de 132
- pastos marinos, 198, 364, 201; cobertura, 209
- patrón, distribución de la abundancia, composición y biomasa del bentos, 76; unimodal, 203;
- pelotillas fecales, 135, fecales, 415
- Península de Yucatán, 342
- perfil, de densidad, 66; metabólico, 105; perfiles vertical, 240
- perturbación humana, 203
- pesquerías pelágicas, 142
- pH, 190; en equilibrio con la atmósfera, 47
- pistón, velocidad de 33
- planicie abisal y del talud continental, 89
- plantas clonales, 201
- Poder Ejecutivo Federal, 439
- praderas, 197
- precipitación pluvial, 239
- presión parcial de CO<sub>2</sub> (pCO<sub>2</sub>), 190
- presupuesto de energía, 130
- procesos, de larga escala, 301; de mezcla vertical, 54; fotosintéticos, 197; heterotróficos, 172; hidrodinámicos locales, 75; oceánicos, 441
- producción, bacteriana, en Cabo San Lucas, 109; en Isla Socorro, 109; en Puerto Vallarta, 109; bruta y neta, 228; exportada, 384; nueva, 45, 46; orgánica primaria, 54; primaria, de limitación por nitrógeno, 104; secundaria, 132
- productores primarios, 346
- programa de monitoreo, 135
- Programa IMECOCAL, 251
- Programa Oceanográfico del Occidente de México (PROCOMEX), 251
- protozoarios, 141
- pterópodos, 118
- Punta Baja, 162
- Punta Canoas, 162
- Punta Concepción, 330, 399
- Punta Eugenia, 330
- Punta San Gregorio, 399
- Punta San Hipólito, Baja California Sur, 404



## Q

quetognatos, 130, 314  
quimiostatos, 108

## R

radiación, 267; fotosintéticamente activa, perfiles de, 240  
radioactividad, 144  
razón de asimilación, 239  
razón e, 251, 339  
razones fotosíntesis/biomasa, 366  
razón-f, 251, 320  
reciclaje de nutrientes, 323, 379  
recolonización, 95  
red, microbiana, 114; tipo bongo, 144; trófica marina, 129  
régimen, cálido, 325; frío, 324; monomítico, 245  
regiones oceánicas, subtropicales y tropicales, 134  
registro paleoceanográfico, 412  
relámpago, 279  
remineralización, 96; por bacterias, 54  
remoción biológica, 54  
remolinos ciclónicos, 301  
respiración, de la comunidad es, 366; neta, 362  
resuspensión de sedimento, 96  
Río Mississippi, 339, 343  
Río Sinaloa, 173  
ríos, descargas, 120  
rizomas, 201  
rutas, del carbono, 129

## S

salinidad, 190  
salpas, 133, 135; excretas de las, 133  
San Esteban, umbral de, 66  
San Ignacio-Navachiste, 173  
San Lorenzo, umbral de, 66  
San Pedro Mártir, cuenca de, 70  
San Quintín, 190  
Santa Ana, 313; velocidad del, 34  
Secchi, disco de 229  
Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, 440  
secuencia diagenética, 118  
secuestro de carbono biogénico, modelos predictivos de, 96; en circuitos microbianos, 96; en la columna de agua de mares tropicales, 96  
secuestro de carbono, 384  
sedimentación, 150; velocidades de, 75  
sedimento, abisal, materia orgánica en 117; superficiales, 362; trampa de, 330  
selección genotípica, 105  
sensor, AVHRR, 321; CZCS, 277; MODIS, 277; OCTS, 277; remoto del color y la temperatura, 442; satelital SeaWiFS y Aqua-MODIS, 254  
serie de tiempo, 391, 445  
silicatos, 190  
sintrofia, 108  
sistema, de arrecifes coralinos en México, 217; de corrientes, 187; de raíces, 201; heterotrófico neto, 366; lagunar, 174; sobresaturación de, 194  
Sonora, 142  
sulfato manganoso, 239  
sumideros de carbono, 75  
surgencia, 187; 345; costeras, 205; eólica,

271; eventos de, 188, 198; índice de, 188; procesos de, 197; y mareas vivas, 196; zona de 141  
 sustrato, orgánico natural, 105; rocoso, 201

## T

t de student, 241  
 talud continental, 96  
 tasa, de eliminación de CO<sub>2</sub>, 267; de enterramiento, 428; de incorporación de leucina, 110; de ingestión, 132; de oxidación, 379; de pastoreo, 144, 151, 391; de renovación del fluido, 32; de respiración, 70; específica máxima de fijación de carbono, 254; exportable f, 323; fisiológicas, 135; r, 329  
 tehuanos, 259  
 tejido somático, 132  
 temperatura, 190; superficial, 76  
 termoclina, debajo de la, 78; techo de la 78; piso de la, 78;  
 tiempo, de incubación, 144; de residencia, 364  
 tipos geomorfológicos, 171  
 tormentas, 279; tropicales, 119  
 trama, alimenticia, 228; trófica, 96  
 trampa de sedimentación, 386, sedimentos, 384  
 transferencia, de gases entre el océano y la atmósfera, 30; de vapor de agua, 34; velocidad de 30  
 transporte, de aire, 33; vertical, 47, 59; vector principal de 101  
 tunicados, 130  
 turbulencia, 32

## U

Ulva spp, cobertura, 357; biomasa, 357; macroalga, 357; peso seco de, 357  
 umbrales, 60  
 Urías, estero de, 228  
 utilización aparente de oxígeno, 61

## V

valores isotópicos, 96, 97  
 variabilidad, espacial y temporal, 40, 97; natural, 172; interanual, 364  
 varianza, análisis de (ANOVA), 84; total, 300;  
 vegetación, de marismas saladas, 205; macroscópica, 210  
 viento, velocidad de fricción del, 37; del noroeste, 188; moderado, 38; regional, 187;  
 viscosidad cinemática, 33; turbulenta, 33

## W

Willy-Willy, 279

## X

Xalapa, Veracruz, 43

## Y

Yaquina Head, 365

Yucatán, 343

## Z

zona, costera, 171; de asimilación de carbono: eutrófica, oceánica oligotrófica e intermedia mesotrófica, 445; de convergencia, 300; de convergencia, 344; de meandros, 330; de oxígeno mínimo, 429; eufótica, 24, 88, 103, 115, 118, 124, 126, 127, 131, 136, 143, 145, 147, 148, 149, 239, 263, 306, 307, 308, 310, 314, 317, 318, 322, 327, 332, 341, 343, 349, 350, 359, 361, 367, 395, 400, 453, 454,

472, 483, 488, 489, 491; eutrófica, 308, 513; intermareal, 202; interna, 189; oligotrófica, 302; en zona intermedia mesotrófica, 302; submareal, 202; templada, 133, 239; polar, 133; fría, 134  
zooplancton, 129; espectro de tamaño en la comunidad, 130; herbívoro, 314; heterótrofo, 141; huevos, 135; mudas de, 135; pastoreo del, 142; transferencia de carbono al, 130  
zooxantelas, cambios en sus esqueletos, 216; en Cabo Pulmo, 218; pérdidas a nivel enzimático, 216; y depredadores, 216;  
Zostera marina, 203-211; análisis de varianza de la, 207; biomasa de raíces y rizomas, 208; praderas continuas de, 205; praderas sumergidas, 205; y salinidad, 205

*Carbono en ecosistemas acuáticos de México*,  
compilado por Benigno Hernández de la Torre  
y Gilberto Gaxiola Castro se terminó  
de imprimir y encuadernar en los talleres de  
Impresora y Encuadernadora Progreso, S.A. de C.V. (IEPSA),  
Calzada de San Lorenzo 244, 09830, México, D.F.  
durante el mes de septiembre de 2007

Se tiraron 400 ejemplares