

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



PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS
EN ECOLOGÍA MARINA

**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

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta:

MARTÍN EFRAÍN DE LA CRUZ OROZCO

Ensenada, Baja California, México, Septiembre del 2006.

TESIS DEFENDIDA POR
MARTÍN EFRAÍN DE LA CRUZ OROZCO
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

Dr. Gilberto Gaxiola Castro

Director del Comité

Dr. José Rubén Lara Lara

Miembro del Comité

Dr. José Gómez Valdés

Miembro del Comité

Dr. Juan Carlos Herguera García

*Coordinador del programa de
posgrado en Ecología Marina*

Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla

Director de Estudios de Posgrado

Ensenada, Baja California, 26 de septiembre del 2006

RESUMEN de la tesis de MARTÍN EFRAÍN DE LA CRUZ OROZCO presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS EN ECOLOGÍA MARINA, Ensenada, Baja California, México. Septiembre del 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

Resumen aprobado por:

Dr. Gilberto Gaxiola Castro
Director de Tesis

Un porcentaje del CO_2 que se está generando es retenido por la atmósfera es retenido y otra parte ingresa al océano debido a la diferencia del gradiente de concentración que se genera. Este proceso provoca que el océano sea el mayor reservorio de CO_2 . Parte de este es utilizado por el fitoplancton, disminuyendo la presión parcial del bióxido de carbono ($p\text{CO}_2$) en las capas superficiales y promoviendo la absorción por parte del océano. El evaluar la contribución de la producción primaria sobre la distribución del $p\text{CO}_2$ puede ayudar a entender mejor el ciclo del carbono en el océano. Para ello se realizaron tres cruceros oceanográficos (octubre del 2004, enero y abril del 2005) en la región IMECOCAL, donde se midió de manera continua la temperatura, salinidad y $p\text{CO}_2$ en la superficie, utilizando una temosalinómetro y un analizador LICOR de infrarrojo para el $p\text{CO}_2$. Además se tomaron muestras discretas superficiales para medir la concentración de clorofila-*a*, el contenido de oxígeno disuelto y se hicieron experimentos para determinar la producción primaria *in situ* y desarrollar curvas de fotosíntesis-irradiancia para obtener los parámetros fotosintéticos y poder modelar la producción primaria.

El análisis muestra que el $p\text{CO}_2$ promedio superficial en octubre fue de 396 μatm , oscilando entre 308-436 μatm . En enero el intervalo fue de 357-408 μatm con un promedio de 377 μatm , ligeramente menor que en octubre como consecuencia del predominio de las aguas frías provenientes del subártico. El $p\text{CO}_2$ promedio de abril 383 μatm , con el mayor intervalo (153 $\mu\text{atm} > p\text{CO}_2 < 799 \mu\text{atm}$), debido principalmente a la presencia de dos eventos de surgencia, que se encontraron en diferentes etapas de desarrollo cuando se realizó el muestreo. En general la $p\text{CO}_2$ de la zona costera es muy variable y la oceánica es más estable.

La producción primaria (PP) *in situ* en general fue muy similar en los tres cruceros aumentando de octubre a abril y de norte a sur, a medida que las aguas superficiales se calentaban. La PP superficial estimada por el modelo (PP_m) de Platt y Sathyendranath explicó el 56% de la PP *in situ*. La relación entre la PP_m y $p\text{CO}_2$ para los tres cruceros en conjunto fue baja ($r = -0.48$). Sin embargo en un análisis, dividiendo la zona, la relación de entre PP_m y $p\text{CO}_2$ se incrementó. Durante octubre se presentó una correlación negativa con una bajo coeficiente de correlación entre PP_m y $p\text{CO}_2$ ($r = -0.39$). En abril hubo también una relación inversa pero la mayor ($r = -0.99$) de los tres cruceros. Se infiere que durante

abril el proceso que reguló la distribución de la $p\text{CO}_2$ en la superficie del mar fueron los procesos fotosintéticos mientras que en los otros meses los procesos físicos no permitieron observar su influencia. La menor correlación encontrada durante octubre indica que tanto los procesos físicos como los biológicos estuvieron influenciando la distribución de la $p\text{CO}_2$. En cambio durante el crucero de enero no se encontró alguna relación o tendencia con respecto a la PP_m . Por lo que la distribución de la $p\text{CO}_2$ durante invierno estuvo influenciada más por los procesos físicos que imperan en el ecosistema marino que por los procesos biológicos del área de estudio.

La $\Delta p\text{CO}_2$ ($p\text{CO}_{2\text{oceáno}} - p\text{CO}_{2\text{atmósfera}}$) se usó como un indicador de la dirección de transferencia del CO_2 . La región norte del área de estudio presentó valores negativos, por lo que la transferencia del CO_2 sería de la atmósfera hacia el océano, mientras que en la región sur sucedió lo contrario. Dependiendo del grado de desarrollo, las zonas de surgencia, pueden actuar como fuente de CO_2 o zonas de incorporación del CO_2 atmosférico.

La PP como un indicador general de la variación de $p\text{CO}_2$ de toda el área no es muy robusta, pero se ajusta mejor cuando se separa por ambientes y por meses del año. Los resultados muestran que no se tienen los elementos suficientes para rechazar la hipótesis de trabajo.

Palabras clave: Presión parcial de bióxido de carbono, $p\text{CO}_2$, $\Delta p\text{CO}_2$, producción primaria, IMECOCAL, Baja California, Corriente de California.

ABSTRACT of the Thesis of MARTÍN EFRAÍN DE LA CRUZ OROZCO presented as partial requirement to obtain the MASTER OF SCIENCE degree in MARINE ECOLOGY, Ensenada, Baja California, Mexico. September 2006.

CONTRIBUTION OF THE PRIMARY PRODUCTION TO THE VARIABILITY OF CARBON DIOXIDE PARTIAL PRESSURE ($p\text{CO}_2$) DURING AUTUMN (2004), WINTER, AND SPRING (2005) IN IMECOCAL AREA.

A percentage of the CO_2 that is accumulating at the moment in the atmosphere is retained and another part enters to the ocean due to the difference of the concentration gradient that is generated. This process causes the ocean to be the biggest reservoir in CO_2 . Part of this is used by the phytoplankton, decreasing the carbon dioxide partial pressure ($p\text{CO}_2$) in the superficial layers and promoting the sequestration by the ocean. To evaluate the contribution of the primary production on the distribution of the $p\text{CO}_2$ can help to understand carbon cycle in the ocean. With this objective we carried out three oceanographic cruises (October 2004, January and April 2005) in the IMECOCAL region, where we measured in a continuous way the temperature, salinity and $p\text{CO}_2$ in the surface, using a temosalinometer and an infrared LICOR for the $p\text{CO}_2$. We also took superficial discrete samples to measure the chlorophyll concentration, dissolved oxygen and we carried out experiments to measure the primary production *in situ* to generate photosynthesis-irradiance relationship to obtain the photosynthetic parameters and to model primary production.

The analysis showed that the surface $p\text{CO}_2$ average in October was 396 μatm , ranging from 308 to 436 μatm . In January the interval was of 357-408 μatm with an average of 377 μatm , with slightly smaller values than in October, as a consequence of the prevalence of the cold waters coming from the subarctic. The average $p\text{CO}_2$ during April was 383 μatm , with the highest interval (153 μatm < $p\text{CO}_2$ < 799 μatm), due mainly to the presence of two upwelling events that were generated in different periods when we carried out the sampling. In general the $p\text{CO}_2$ values of the coastal area were very variable, and the oceanic ones were more stable.

The *in situ* primary production (PP) in general was very similar during the three cruises, increasing from October to April and from north to south, as the surface waters warmed. The PP estimated by the model (PP_m) of Platt and Sathyendranath explained 56% of the variability of the PP *in situ*. The relationship between the PP_m and $p\text{CO}_2$ for the three cruises was low ($r = -0.48$). However, in an analysis with the area of study divided, the relationship between PP_m and $p\text{CO}_2$ increased. During October a negative correlation was presented with a low correlation coefficient between PP_m and $p\text{CO}_2$ ($r = -0.39$). In April there was also an inverse relationship but the highest ($r = -0.99$) of the three cruises. It is inferred that during April the process that regulated the distribution of $p\text{CO}_2$ in the surface of the sea was the photosynthetic processes while in the other months the physical process masked the biological process. The smallest correlation during October indicates that both the physical processes as the biological ones were influencing the distribution of $p\text{CO}_2$. On the other hand, during the cruise of January it was not found any relationship or tendency

with regard to the PPM. Therefore, the distribution of $p\text{CO}_2$ during winter was influenced more by the physical processes than the biological processes at the study area.

The $\Delta p\text{CO}_2$ ($p\text{CO}_{2\text{ocean}} - p\text{CO}_{2\text{atmosphere}}$) was used as an indicator of the direction of transfer of the CO_2 . The northern region of the study area presented negative values; therefore the transfer of the CO_2 would be from the atmosphere toward the ocean, while in the south region the opposite happened. Depending on the upwelling areas development stage, they can act as source or sink of CO_2 .

The PP as a whole indicator of variability of $p\text{CO}_2$ of the area of study is not a very robust, but it is a better indicator when is separated by environments and for months of the year.

Keywords: Partial pressure of carbon dioxide, $p\text{CO}_2$, $\Delta p\text{CO}_2$, primary production, IMECOCAL, Baja California, California Current.

DEDICATORIA

A Dios por sus insondables misterios de amor y porque siempre he creído que él escribe derecho en reglones torcidos.

A Ana María por ser la compañera que Dios eligió para mí, definitivamente él sabía que es lo que más me convenía....Gracias por tu amor.

A cada uno de nuestros hijos:

Zyanya

Martín (†)

Elisa (†)

Samuel

Sara Nicté

Ana Sofía

los que están y los que se han adelantado para ir abogando a Dios por los que aquí estamos. Gracias hijos por ese amor que me han demostrado de muchas maneras, perdón por los malos ratos pero han sido más los buenos momentos que hemos pasado juntos.

A Rosa de Lima una bellísima persona que ha sido mujer, amiga, confidente, consejera, modelo, en fin un sin número de cosas pero sobre todo MADRE.

A mis papás Julián y Pedro (†) que aprendí de ellos muchas buenas cosas y sobre todo a disfrutar de la vida.

A mis hermanos y a mis hermanas Rodolfo, Clemente, José Antonio, Ana Lorena, Livia Maritza, Jesús Manuel, María del Carmen, Omar y Julio Cesar y sus respectivas familias que entre todos siempre hemos buscado ser una familia unida. Gracias por su apoyo.

A mis cuñados y cuñadas: Antonio, María Elena, Rafael, María de Jesús y Lizandro que han traído una alegría al hogar, que definitivamente no les podré pagar.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Gilberto Gaxiola Castro por su amistad otorgada desde el primer día en que nos entrevistamos, por su confianza depositada en mí para superar mis limitaciones y redescubrir lo que tiempo atrás era un sueño, por su ejemplo de humildad y sencillez y por su perseverancia tratando de pulir este diamante en bruto...sigale Doc que aun falta mucho.

Al Dr. José Rubén Lara Lara miembro del comité de tesis por sus importantes comentarios y sugerencias durante el desarrollo de este trabajo, los cuales sin duda fueron muy valiosos para que mejorara el trabajo.

Al Dr. José Gómez Valdés miembro del comité de tesis por el apoyo durante los cruceros que compartimos, por sus comentarios referente a este trabajo y por su apoyo financiero a través de una beca CONACYT mediante el 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) para terminar este trabajo.

A Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por su apoyo durante este tiempo por brindarme el apoyo financiero sin el cual resultaría difícil superar esta etapa de mi formación.

Al Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE), por aceptarme en el programa de posgrado de Ecología Marina.

A la tripulación del Buque Oceanográfico Francisco de Ulloa con los que he compartido poco más de diez cruceros y siempre me han estado apoyando y no solo a mí sino a cada participante que ha estado en esa cáscara de nuez.

Al Dr. Francisco Chavéz y Gernot Friederich de Monterey Bay Aquarium Research Institute (MBARI) por la donación del equipo de medición continua de pCO_2 así como de las facilidades otorgadas en el análisis básico de los datos de pCO_2 .

A la M.C. Elsa Aguirre quien me enseñó lo referente a los análisis en el laboratorio de clorofila y las rutinas de producción primaria durante los cruceros.

Quiero agradecer además a la Ocean. Carmen Bazán y al Dr. Eduardo Millán por su amistad brindada durante este tiempo, por compartir conmigo muchas de sus aventuras y experiencias de trabajo y por alentarme a seguir adelante.

Al grupo Gilo's Boys: José Luis Peña, Marcos Gaxiola, Juan Pablo Cantú, Benigno Hernández, Ramón Sosa, Leticia Espinosa Elsa Aguirre y Jushiro Cepeda. Cada reunión me hacían temblar, pues aun como amigos fueron siempre muy objetivos y acertados muchos de sus comentarios. Gracias por hacerme sentir parte de esta gran familia.

CONTENIDO

	Página
I.-INTRODUCCIÓN.....	1
II.- HIPÓTESIS.....	7
II.1.- OBJETIVO GENERAL.....	7
II.2.- OBJETIVO PARTICULARES.....	7
III.- ÁREA DE ESTUDIO.....	8
IV.- MATERIALES Y MÉTODO.....	14
IV.1.- Mediciones discretas	14
IV.2.- Mediciones continuas.....	17
IV.3.- Determinación de producción primaria.....	19
IV.4.- Curvas Fotosíntesis-Irradiancia (P-E)	22
IV.5.- Producción primaria <i>in situ</i>	23
IV.6.- Producción primaria modelada (PP _m)	24
V.- RESULTADOS.....	26
V.1.- Condiciones hidrográficas	26
V.2.- Variabilidad de clorofila- <i>a</i> y oxígeno disuelto	28
V.3.- Variabilidad del pCO ₂ y ΔpCO ₂	31
V.4.- Transectos perpendiculares a la costa.....	34
V.5.- Producción primaria <i>in situ</i>	52
V.6.- Curvas P-E y Producción Primaria modelada	53
V.7.- Producción primaria modelada (PP _m).....	55
V.8.- Efecto de la producción primaria sobre pCO ₂	57
V.9.- Variación diurna	70
VI.- DISCUSIONES.....	74
VII.-CONCLUSIONES.....	92
VIII.- LITERATURA CITADA	95

LISTA DE FIGURAS

Figuras

Página

- Figura 1.- Estaciones de muestreo en el área de estudio del proyecto IMECOCAL. Los cuadros representan las estaciones donde se hicieron los experimentos de producción primaria *in situ* en octubre del 2004 (IM0410); los círculos corresponden al crucero de enero del 2005 (IM0501); los triángulos son del crucero de abril del 2005 (IM0504). Las flechas indican el recorrido que hizo el buque excepto para abril.9
- Figura 2.- Distribución espacial de temperatura (°C; a, b y c) y salinidad (d, e y f) superficiales tomados del termosol, para los cruceros de octubre del 2004 (IM0410), de enero y abril del 2005 (IM0501 y IM0504).....27
- Figura 3.- Distribución espacial de la clorofila-*a* (mg m^{-3} ; a, b y c) y oxígeno disuelto (ml l^{-1} ; d, e y f) superficial para los cruceros IM0410, IM0501 y IM0504. Note que las escalas de clorofila-*a* son diferentes para cada crucero.....29
- Figura 4.- Distribución espacial de la pCO_2 (μatm ; a, b y c) y ΔpCO_2 (μatm ; d, e y f) para los cruceros IM0410, IM0501 y IM0504. El valor entre paréntesis representa la media de la $\text{pCO}_{2\text{atm}}$ correspondiente al periodo de duración de cada crucero. La línea blanca representa el balance entre la presión parcial del océano y la atmósfera ($\Delta\text{pCO}_2 = \text{pCO}_{2\text{océano}} - \text{pCO}_{2\text{atmósfera}} = 0$). Para el crucero IM0504 (c y f) se muestra su propia escala de colores.....32
- Figura 5.- Variación espacial continua sobre la línea 103 para otoño (IM0410): (a) temperatura, (b) salinidad, (c) pCO_2 , (d) clorofila-*a* media entre 0 y 10m y (e) oxígeno disuelto media entre 0 y 10m. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa. En el transecto de la pCO_2 (c) se muestra la $\text{pCO}_{2\text{atm}}$ (línea punteada), pCO_2 normalizada por la media de temperatura a 20.7 °C ($\text{pCO}_2^{20.7}$) (línea delgada) y la pCO_2 *in situ* (línea gruesa).....36
- Figura 6.- Variación espacial continua sobre la línea 117 para otoño (IM0410): (a) temperatura, (b) salinidad, (c) pCO_2 , (d) clorofila-*a* media entre 0 y 10m y (e) oxígeno disuelto media entre 0 y 10m. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa. En el transecto de la pCO_2 (c) se muestra la $\text{pCO}_{2\text{atm}}$ (línea punteada), pCO_2 normalizada por la media de temperatura a 20.7 °C ($\text{pCO}_2^{20.7}$) (línea delgada) y la pCO_2 *in situ* (línea gruesa).....37
- Figura 7.- Variación espacial continua sobre la línea 120 para otoño (IM0410): (a) temperatura, (b) salinidad, (c) pCO_2 , (d) clorofila-*a* media entre 0 y 10m y (e) oxígeno disuelto media entre 0 y 10m. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa. En el transecto de la pCO_2 (c) se muestra la $\text{pCO}_{2\text{atm}}$ (línea punteada), pCO_2 normalizada por la media de temperatura a 20.7 °C ($\text{pCO}_2^{20.7}$) (línea delgada) y la pCO_2 *in situ* (línea gruesa).....38

LISTA DE FIGURAS (continuación)

- Figura 8.- Variación espacial continua sobre la línea 130 para otoño (IM0410): (a) temperatura, (b) salinidad, (c) $p\text{CO}_2$, (d) clorofila-*a* media entre 0 y 10m y (e) oxígeno disuelto media entre 0 y 10m. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa. En el transecto de la $p\text{CO}_2$ (c) se muestra la $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ (línea punteada), $p\text{CO}_2$ normalizada por la media de temperatura a 20.7 °C ($p\text{CO}_2^{20.7}$) (línea delgada) y la $p\text{CO}_2$ *in situ* (línea gruesa).39
- Figura 9.- Variación espacial continua sobre la línea 103 para invierno (IM0501): (a) temperatura, (b) salinidad, (c) $p\text{CO}_2$, (d) clorofila-*a* media entre 0 y 10m y (e) oxígeno disuelto media entre 0 y 10m. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa. En el transecto de la $p\text{CO}_2$ (c) se muestra la $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ (línea punteada), $p\text{CO}_2$ normalizada por la media de temperatura a 17.9 °C ($p\text{CO}_2^{17.9}$) (línea delgada) y la $p\text{CO}_2$ *in situ* (línea gruesa).42
- Figura 10.- Variación espacial continua sobre la línea 117 para invierno (IM0501): (a) temperatura, (b) salinidad, (c) $p\text{CO}_2$, (d) clorofila-*a* media entre 0 y 10m y (e) oxígeno disuelto media entre 0 y 10m. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa. En el transecto de la $p\text{CO}_2$ (c) se muestra la $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ (línea punteada), $p\text{CO}_2$ normalizada por la media de temperatura a 17.9 °C ($p\text{CO}_2^{17.9}$) (línea delgada) y la $p\text{CO}_2$ *in situ* (línea gruesa).43
- Figura 11.- Variación espacial continua sobre la línea 120 para invierno (IM0501): (a) temperatura, (b) salinidad, (c) $p\text{CO}_2$, (d) clorofila-*a* media entre 0 y 10m y (e) oxígeno disuelto media entre 0 y 10m. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa. En el transecto de la $p\text{CO}_2$ (c) se muestra la $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ (línea punteada), $p\text{CO}_2$ normalizada por la media de temperatura a 17.9 °C ($p\text{CO}_2^{17.9}$) (línea delgada) y la $p\text{CO}_2$ *in situ* (línea gruesa).44
- Figura 12.- Variación espacial continua sobre la línea 130 para invierno (IM0501): (a) temperatura, (b) salinidad, (c) $p\text{CO}_2$, (d) clorofila-*a* media entre 0 y 10m y (e) oxígeno disuelto media entre 0 y 10m. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa. En el transecto de la $p\text{CO}_2$ (c) se muestra la $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ (línea punteada), $p\text{CO}_2$ normalizada por la media de temperatura a 17.9 °C ($p\text{CO}_2^{17.9}$) (línea delgada) y la $p\text{CO}_2$ *in situ* (línea gruesa).45
- Figura 13.- Variación espacial continua sobre la línea 103 para invierno (IM0504): (a) temperatura, (b) salinidad, (c) $p\text{CO}_2$, (d) clorofila-*a* media entre 0 y 10m y (e) oxígeno disuelto media entre 0 y 10m. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa. En el transecto de la $p\text{CO}_2$ (c) se muestra la $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ (línea punteada), $p\text{CO}_2$ normalizada por la media de temperatura a 17.2 °C ($p\text{CO}_2^{17.2}$) (línea delgada) y la $p\text{CO}_2$ *in situ* (línea gruesa).47

LISTA DE FIGURAS (continuación)

- Figura 14.- Variación espacial continua sobre la línea 117 para invierno (IM0504): (a) temperatura, (b) salinidad, (c) $p\text{CO}_2$, (d) clorofila-*a* media entre 0 y 10m y (e) oxígeno disuelto media entre 0 y 10m. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa. En el transecto de la $p\text{CO}_2$ (c) se muestra la $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ (línea punteada), $p\text{CO}_2$ normalizada por la media de temperatura a 17.2 °C ($p\text{CO}_2^{17.2}$) (línea delgada) y la $p\text{CO}_2$ *in situ* (línea gruesa).48
- Figura 15.- Variación espacial continua sobre la línea 120 para invierno (IM0504): (a) temperatura, (b) salinidad, (c) $p\text{CO}_2$, (d) clorofila-*a* media entre 0 y 10 m y (e) oxígeno disuelto media entre 0 y 10 m. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa. En el transecto de la $p\text{CO}_2$ (c) se muestra la $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ (línea punteada), $p\text{CO}_2$ normalizada por la media de temperatura a 17.2 °C ($p\text{CO}_2^{17.2}$) (línea delgada) y la $p\text{CO}_2$ *in situ* (línea gruesa).49
- Figura 16.- Variación espacial continua sobre la línea 103 para invierno (IM0504): (a) temperatura, (b) salinidad, (c) $p\text{CO}_2$, (d) clorofila-*a* media entre 0 y 10 m y (e) oxígeno disuelto media entre 0 y 10 m. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa. En el transecto de la $p\text{CO}_2$ (c) se muestra la $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ (línea punteada), $p\text{CO}_2$ normalizada por la media de temperatura a 17.2 °C ($p\text{CO}_2^{17.2}$) (línea delgada) y la $p\text{CO}_2$ *in situ* (línea gruesa).50
- Figura 17.- Ajuste a la función hiperbólica descrita por Jassby y Platt (1976), de la producción primaria normalizada por clorofila-*a* (P^B) y la irradiancia de la lámpara ($E_{L(\text{PAR})}$) para la obtención de los parámetros fotosintéticos de muestras tomadas a 30% $E_{O(\text{PAR})}$. (a) Enero del 2005 y (b) Abril del 200554
- Figura 18.- Relaciones entre PP *in situ* al 100% $E_{O(\text{PAR})}$ ($\text{mgC m}^{-3}\text{h}^{-1}$) contra (a) PP *in situ* al 30% $E_{O(\text{PAR})}$ y (b) con la producción primaria modelada (PP_m) para la superficie. Se muestra el coeficiente de correlación ($p < 0.05$) para cada grafica así como la tendencia (línea gruesa). La línea delgada es la tendencia si la relación fuese 1:156
- Figura 19.- Relación de la PP *in situ* ($\text{mgC m}^{-3}\text{h}^{-1}$) a 100% $E_{O(\text{PAR})}$ con (a) $p\text{CO}_2$ y (b) $p\text{CO}_2^T$, normalizada a una temperatura de 17.5 °C para los cruceros IM0501 y IM0504. Los círculos muestran las estaciones donde ocurrió una mayor diferencia de temperatura entre la media y la *in situ*.58
- Figura 20.- Esquema de la relación entre la $\Delta p\text{CO}_2$ y el %Sat de oxígeno, ver texto.59
- Figura 21.- Relación de la PP *in situ* ($\text{mgC m}^{-3}\text{h}^{-1}$) superficial en enero del 2005. (a) $p\text{CO}_2$ (μatm), (b) $\Delta p\text{CO}_2$ (μatm), (c) $p\text{CO}_2^T$ (μatm). (d) $\Delta p\text{CO}_2$ contra porcentaje de saturación de oxígeno (%Sat). La línea punteada sobre la $\Delta p\text{CO}_2$ indica condición de equilibrio entre la $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ y $p\text{CO}_{2\text{océánico}}$ y sobre el %Sat indica equilibrio entre el oxígeno disuelto y la capacidad de solubilidad del oxígeno disuelto.61

LISTA DE FIGURAS (continuación)

- Figura 22.- Relación de la PP *in situ* ($\text{mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$) superficial en abril del 2005. (a) pCO_2 (μatm), (b) ΔpCO_2 (μatm), (c) pCO_2^T (μatm). (d) ΔpCO_2 contra porcentaje de saturación de oxígeno (%Sat). La línea punteada sobre la ΔpCO_2 indica condición de equilibrio entre la $\text{pCO}_{2\text{atm}}$ y $\text{pCO}_{2\text{oceánico}}$ y sobre el %Sat indica equilibrio entre el oxígeno disuelto y la capacidad de solubilidad del oxígeno disuelto.63
- Figura 23.- Relación entre la PP_m superficial durante el crucero de octubre del 2004 (IM0410) con (a) pCO_2 (μatm), (b) ΔpCO_2 (μatm), (c) $\text{pCO}_2^{T(20.7^\circ\text{C})}$ (μatm) y (d) relación entre ΔpCO_2 (μatm) y el porcentaje de saturación de oxígeno disuelto. Las líneas punteadas muestran las condiciones de equilibrio de los gases con la atmósfera.64
- Figura 24.- Relación entre la PP_m superficial durante el crucero de enero del 2005 (IM0501) con (a) pCO_2 (μatm), (b) ΔpCO_2 (μatm), (c) $\text{pCO}_2^{T(17.9^\circ\text{C})}$ (μatm) y (d) relación entre ΔpCO_2 (μatm) y el porcentaje de saturación de oxígeno disuelto. Las líneas punteadas (d) muestran las condiciones de equilibrio de los gases con la atmósfera. Los círculos muestran las estaciones sureñas del área de estudio.67
- Figura 25.- Relación entre la PP_m superficial durante el crucero de abril del 2005 (IM0504) con (a) la pCO_2 (μatm), (b) ΔpCO_2 (μatm), (c) $\text{pCO}_2^{T(17.2^\circ\text{C})}$ (μatm) y (d) relación entre ΔpCO_2 y el porcentaje de saturación de oxígeno disuelto. Las líneas punteadas (d) muestran las condiciones de equilibrio de los gases con la atmósfera.69
- Figura 26.- Variación diurna realizada en San Hipólito BCS: (a) temperatura ($^\circ\text{C}$), (b) salinidad, (c) pCO_2 (μatm), y (d) ΔpCO_2 (μatm), (e) clorofila-*a* (mg m^{-3}), (f) nitratos+nitritos (μM ; NO_3+NO_2), (g) silicatos (μM ; SiO_2) y (h) fosfatos (μM ; PO_4).71
- Figura 27.- Relación entre la Log PP_m y pCO_2 de los tres cruceros. El coeficiente de correlación fue de -0.48 ($p<0.05$).87

LISTA DE TABLAS

Tablas	Página
Tabla I.- Factores de calibración del fluorímetro.	17
Tabla II.- Promedio de los valores de la producción primaria integrada en la zona eufótica (PP_i ; $\text{mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) separado por regiones y por cruceros. La n representa el número de los experimentos <i>in situ</i>	53
Tabla III.- Media y desviación estándar de los parámetros fotosintéticos para enero y abril del 2005 obtenidos por medio del ajuste con la ecuación (7). Para octubre se usó la media de los octubres del 2000, 2001 y 2002.	55
Tabla IV.- Media y desviación estándar de la PP modelada (PP_m) superficial ($\text{mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$) durante los cruceros de otoño (IM0410) invierno (IM0501) y primavera (IM0504). La línea 120 separa la región del IMECOCAL en norte y sur y las estaciones 45 de todas las líneas divide las zonas en costeras y oceánicas.	57

VARIABILIDAD DE $p\text{CO}_2$ EN RELACIÓN A LA PRODUCCIÓN PRIMARIA DURANTE OTOÑO, INVIERNO Y PRIMAVERA

I.- INTRODUCCIÓN

Las actividades humanas han incrementado los gases tipo invernadero debido a la deforestación continua y a la quema de combustibles fósiles (carbón, petróleo, gas natural, etc.) a partir de la revolución industrial (~1800). Durante todo ese periodo la cantidad total de carbono liberado a la atmósfera por estas actividades antropogénicas es de ~200 billones de toneladas (Slegenthaler y Sarmiento, 1993; Takahashi *et al.*, 1993).

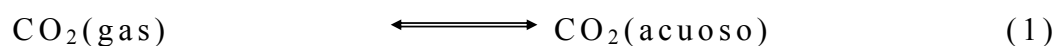
La tasa de cambio del bióxido de carbono (CO_2) atmosférico depende no solamente del incremento derivado de las actividades humanas, sino también, de las interacciones de los procesos biogeoquímicos y climatológicos en el ciclo del carbono (Falkowski *et al.*, 2000). La continua acumulación de CO_2 en la atmósfera es uno de los factores que provoca el calentamiento global del planeta, afectando entre otros procesos el patrón de circulación del viento, lo que a su vez afecta la circulación superficial y la biogeoquímica del océano. Un efecto extremo de este incremento también impactaría en la distribución espacial y taxonómica de la biota marina (Falkowaki *et al.*, 1998) y contribuiría al deshielo de los casquetes polares, modificando la circulación general termohalina (Alley, 2004).

La concentración del CO_2 en la atmósfera se incrementó de 280 μatm antes de la era industrial (siglo XVIII), hasta más de 380 μatm durante el presente siglo¹. Se estima que los océanos contienen 50 veces más carbono (~40,000 PgC; Pg = 10^{15} g) que la atmósfera (750 PgC).

1.-(<http://www.cmdl.noaa.gov/ccgg/globalview/index.html>).

El intercambio entre la atmósfera y el océano, estimado en $\sim 90 \text{ PgC año}^{-1}$, ocurre en la interfase superficial (Takahashi, 2004), donde los procesos biológicos contribuyen a la incorporación y secuestro del CO_2 por el océano.

El CO_2 es un gas altamente soluble, que al entrar al océano es hidratado debido a la alta constante dieléctrica del agua de mar, lo que da lugar a la formación de un ácido débil diprótico (ácido carbónico; H_2CO_3). Por ser un ácido débil se disocia parcialmente por lo que se pueden encontrar diferentes especies químicas:



Al conjunto de especies químicas y sus interacciones entre ellos se le conoce como el sistema del bióxido de carbono. Las reacciones (1) y (2) se representan en conjunto como CO_2^* debido a que es difícil separar estos dos procesos y además porque la concentración del ácido carbónico en el océano es muy baja $< 0.3\%$ (Millero, 2000). Este sistema del CO_2 se puede estudiar a partir de las cuatro variables que identifican a este sistema como son: la alcalinidad total, pH, carbono inorgánico disuelto (CID) y la presión parcial de CO_2 ($p\text{CO}_2$). Al menos dos de estas cuatro variables son necesarias para caracterizar todo el sistema, además de las constantes estequiométricas de disociación del ácido carbónico y del coeficiente de solubilidad (Park, 1965).

La alcalinidad total es la suma de la concentración de todos los álcalis que regulan las cargas eléctricas en el medio marino. Está compuesta por la suma de bicarbonatos y carbonatos (HCO_3^- , $\text{CO}_3^{=}$) y en menor proporción por el ácido bórico, ácido fosfórico y otros álcalis menores (Millero, 2000; Millero, 2004). El pH es una medida de la actividad de los protones (H^+) liberados. La pCO_2 es la medida de la concentración del CO_2 acuoso ($\text{CO}_{2\text{ac}}$) en el medio marino, el cual es proporcional al CO_2^* (Feely *et al.*, 2001). El carbono inorgánico disuelto (CID) es la suma de las concentraciones molares de HCO_3^- , $\text{CO}_3^{=}$, H_2CO_3 y CO_2 .

De cada 20 moléculas de CO_2 absorbidas por el océano, 19 son convertidas (en milisegundos) en iones bicarbonato (HCO_3^-) y carbonato ($\text{CO}_3^{=}$), lo que forma un sistema amortiguador que mantiene el pH entre 7.8 y 8.2 (Carlson, 2001). A un pH cercano a 8.0 la especie química dominante del sistema del CO_2 es el ión bicarbonato, mientras que la concentración de $\text{CO}_{2\text{ac}}$ es cercana al 1% del CID (Nightingale y Liss, 2003).

Durante la fotosíntesis el fitoplancton presenta una mayor afinidad por el consumo de CO_2 presente en el océano ya que la enzima Rubisco (Rubilosa-bifosfato carboxilasa-oxigenasa) responsable de fijarlo tiene un sitio activo para este gas. Sin embargo, debido a que el $\text{CO}_{2\text{ac}}$ tiene una concentración muy baja del CID (<1%) en el océano, el fitoplancton incorpora preferentemente HCO_3^- y es a través de la enzima anhidrasa carbónica (AC) como lo transforma en $\text{CO}_{2\text{ac}}$ dentro de la célula. La fracción del carbono orgánico producido durante el proceso fotosintético y exportado posteriormente hacia el fondo del océano tiene un impacto substancial 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). Se ha estimado que el incremento de la producción primaria

oceánica mediante la fertilización artificial con hierro, consumiría entre un tercio y la mitad del CO₂ atmosférico (Libes, 1992; Falkowski y Raven, 1997; Falkowski *et al.*, 1998).

La fotosíntesis del fitoplancton disminuye la presión parcial de CO₂ (pCO₂) en la capa superficial del océano y promueve la absorción del CO₂ atmosférico (Falkowski *et al.*, 2000), lo que favorece su entrada hacia los océanos a medida que éste se agota en las aguas superficiales. De ahí que sea esencial determinar la producción primaria para valorar la posible transferencia del CO₂ desde la superficie del océano hacia las capas profundas en forma de materia orgánica exportable, la cual ha sido estimada en 16 GtC año⁻¹ (1 Gt-C = 1 x 10¹⁵ g) (Falkowski *et al.*, 1998).

La producción primaria neta del fitoplancton presente en la zona eufótica del océano (48.5 PgC año⁻¹) es similar a la producción terrestre (56.4 PgC año⁻¹) (IPCC, 2001, Field *et al.*, 1998), aunque el fitoplancton representa sólo un 0.2% de la biomasa vegetal total global. Este desacople entre la biomasa y la cantidad de carbono fijada durante la fotosíntesis se debe al tiempo de renovación del fitoplancton, que en promedio es de 2 a 6 días (Falkowski y Raven, 1997). En la zona eufótica de los océanos contemporáneos se ha estimado que el fitoplancton fija entre 35 y 45 Gt de carbono por año, lo cual corresponde entre el 30% y 60% de la fijación anual del carbono en la tierra (Sakshaung *et al.*, 1997). El fitoplancton es la fuente inicial de la bomba biológica, ya que es el responsable de fijar carbono inorgánico para convertirlo en carbono orgánico mediante el proceso de la fotosíntesis. Cuando existe un alto crecimiento del fitoplancton en la zona eufótica, este ejerce una mayor demanda sobre el carbono inorgánico disuelto de la columna de agua (principalmente HCO₃⁻ y CO₂_{acuoso}), de manera tal que disminuye el CO₂ en la capa superficial

del océano creando un diferencial negativo lo que induce el flujo desde la atmósfera al océano (De La Rocha, 2004).

La magnitud del desequilibrio de la concentración de CO_2 entre la atmósfera y el océano se ha expresado como la diferencia entre la presión parcial del CO_2 en el océano ($p\text{CO}_{2\text{océano}}$) y la presión parcial en la atmósfera ($p\text{CO}_{2\text{atmósfera}}$). Esta diferencia ($\Delta p\text{CO}_2$) representa un gradiente de concentración del CO_2 , el cual indica la transferencia potencial del CO_2 en la interfase océano-atmósfera. Las regiones polares de los océanos tienen valores de $\Delta p\text{CO}_2$ negativos con una insaturación de CO_2 en el agua, lo que promueve su transferencia desde la atmósfera (Takahashi *et al.*, 1993; Takahashi *et al.*, 2002). En las regiones tropicales y especialmente en la región ecuatorial se han determinado altos valores positivos de $\Delta p\text{CO}_2$, ya que esta zona actúa de manera inversa a las regiones polares (Strutton *et al.*, 2004; Feely *et al.*, 1995). La mayor variabilidad se ha encontrado en zonas costeras, por lo que existe una fuerte controversia si estas zonas actúan como fuentes o sumideros de CO_2 (Friederich *et al.*, 2002). En particular, se ha determinado que las zonas de surgencias costeras funcionan como fuentes de CO_2 , contribuyendo así al incremento del CO_2 atmosférico (Borges y Frankignoulle, 2001; Gago *et al.*, 2003).

La producción primaria es la medida más adecuada para estimar la tasa fijación de carbono inorgánico en la zona eufótica. Los niveles promedio de producción primaria en las regiones oceánicas son de $\sim 130 \text{ gC m}^{-2} \text{ año}^{-1}$, mientras que en las regiones costeras son de $\sim 250 \text{ gC m}^{-2} \text{ año}^{-1}$, con un incremento en algunas zonas de surgencias de hasta $420 \text{ gC m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ (De La Rocha, 2004). No todo el carbono fijado por el fitoplancton es exportado hacia las regiones profundas del océano, ya que una parte es remineralizada por las bacterias y reciclado en la zona eufótica. El exceso de producción de carbono orgánico

debido a los nutrientes externos que entran a la zona eufótica (producción nueva) es estimada en sólo un 3% de la producción primaria total, aunque hasta ahora no está totalmente resuelto cuanto de este exceso de material orgánico es reoxidado y cuanto permanece secuestrado en forma de partículas para ser exportado al océano profundo o a los sedimentos (Chen *et al.*, 2003).

Posterior a los eventos de florecimientos del fitoplancton se han reportado bajos valores de $p\text{CO}_2$, menores a 200 μatm (Friederich *et al.*, 2002), lo que supondría que son derivados de una alta producción primaria. Sin embargo, existen muy pocos trabajos que presentan relaciones entre determinaciones de altas tasas de producción primaria con decrementos de la $p\text{CO}_2$. La mayor cantidad de trabajos relacionan la producción primaria con el CID, referidos a menudo como flujo o influjo del CO_2 entre el océano y la atmósfera (Strutton *et al.*, 2004,)

La región sur del Sistema de la Corriente de California (zona IMECOCAL) presenta una fuerte variabilidad estacional de las propiedades físicas, químicas y biológicas ocasionadas por los cambios en la intensidad de la Corriente de California, así como los eventos de surgencias y giros que ocurren en escala regional (Hayward *et al.*, 1999; Bograd *et al.*, 2000; Durazo y Baumgartner, 2002; Lavaniegos *et al.*, 2002; Hernández-de-la-Torre *et al.*, 2004). Esta variabilidad afecta la distribución de la incorporación de carbono por el fitoplancton (Espinosa-Carreón *et al.*, 2005), la cual puede tener una fuerte influencia sobre la $\Delta p\text{CO}_2$ generando zonas de flujos de CO_2 de la atmósfera hacia el océano.

En el presente trabajo se relacionará el efecto de la producción primaria sobre la $p\text{CO}_2$ en esta región del Sistema de la Corriente de California. Debido a que las diferentes

formas del sistema del CO_2 son el sustrato de carbono para el fitoplancton, se espera que al haber un incremento en la biomasa y crecimiento del fitoplancton el CO_2 tenga la tendencia temporal a disminuir. Se estudiará además la posibilidad de considerar algunas de las zonas características como captadoras de CO_2 o de aportadoras de este gas hacia la atmósfera.

II.- HIPÓTESIS

La productividad primaria de la región del IMECOCAL ocasiona un decremento en la pCO_2 en el océano tal que afecta la variabilidad de la pCO_2 superficial.

II.1.- OBJETIVO GENERAL

Determinar los efectos de la producción primaria en la pCO_2 de la región IMECOCAL durante otoño, invierno y primavera.

II.2.- OBJETIVO PARTICULARES

- a.- Determinar la variabilidad espacial y temporal de la pCO_2 .
- b.- Estimar la relación entre la producción primaria *in situ* superficial y la presión parcial de bióxido de carbono
- c.- Caracterizar las zonas donde la pCO_2 del océano sea mayor, menor o igual a la pCO_2 atmosférica ($\Delta\text{pCO}_2 > 0$; $\Delta\text{pCO}_2 < 0$; $\Delta\text{pCO}_2 = 0$).

III.- ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio comprende la costa oeste de la Península de Baja California, en la porción noroccidental de México entre los 24° y 32° latitud norte y entre los 120° y 112° longitud oeste (Fig. 1). Esta área es monitoreada como parte del proyecto Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL) desarrollado a partir de septiembre de 1997.

Esta área está comprendida dentro de una región oceanográfica más extensa definida como el Sistema de la Corriente de California (SCC). Esta región ha sido dividida en tres subregiones a partir de curvas T-S de toda la región (Kin'dyushev, 1970). Posteriormente éste sistema fue dividido en función al tipo de masas de agua (Vélez-Muñoz, 1981; Gómez-Valdés y Vélez Muñoz, 1982). En la subregión norte (I) (48-34° N) las variaciones estacionales están reguladas por afloramientos costeros de aguas subsuperficiales, con un predominio de agua del subártico. En la subregión central (II) (34-28° N) la variación estacional está influenciada por las surgencias costeras y la contracorriente subsuperficial, por lo que se le considera una subregión de transición entre la subregión norte y sur. En la subregión sur (III) (28-23° N) las variaciones estacionales se deben a la influencia de la masa de agua ecuatorial. Una parte del área de estudio se encuentra en la subregión central y la otra en la subregión sur.

La subregión central del SCC presenta a grandes rasgos dos temporadas asociadas a cambios climatológicos estacionales: a) la temporada de surgencias costeras, de marzo a septiembre, cuando los vientos del noroeste se intensifican, asociados a un incremento de la circulación oceánica hacia el sur; y b) la temporada oceánica o de no surgencias de octubre

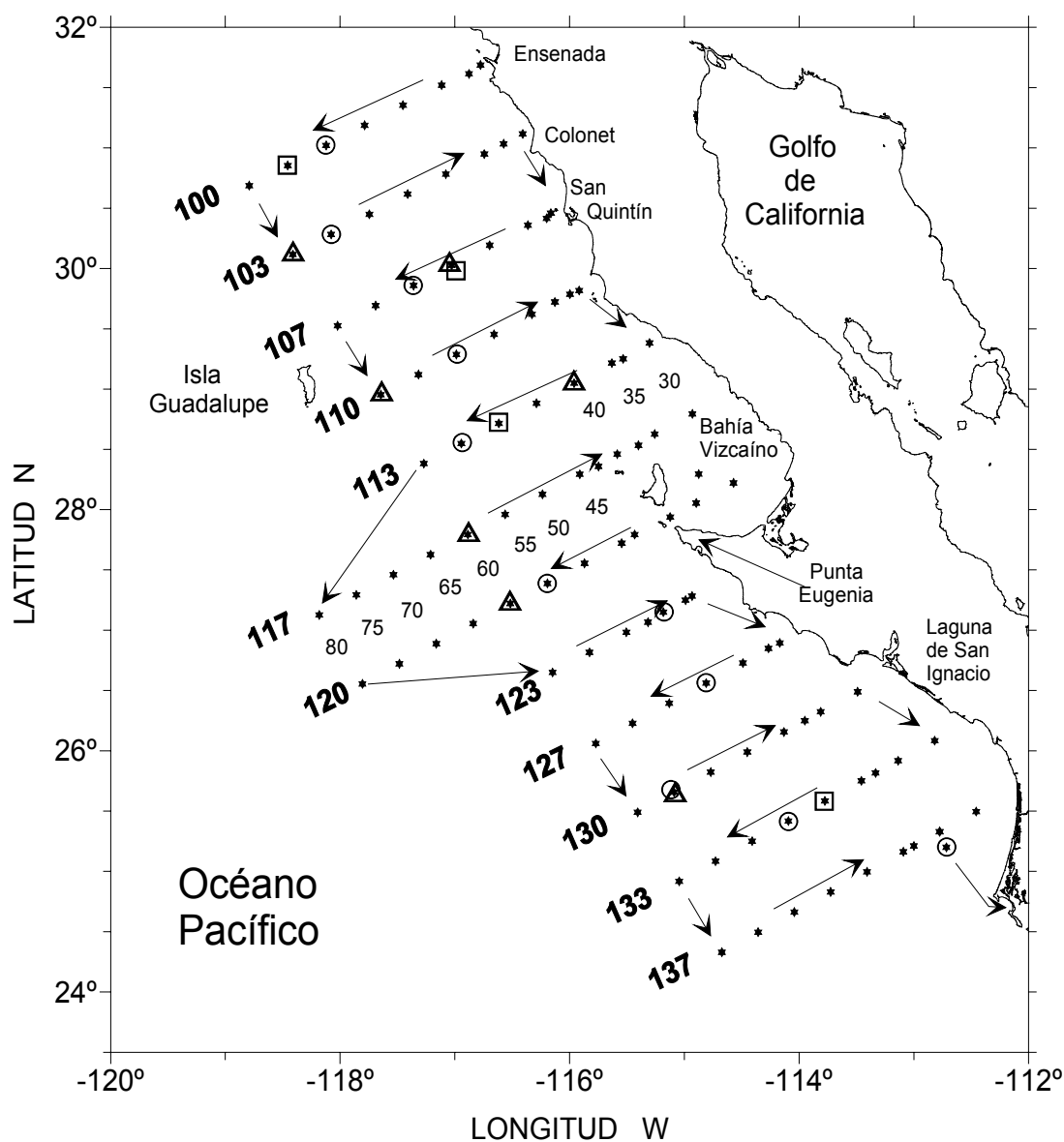


Figura 1.- Estaciones de muestreo en el área de estudio del proyecto IMECOCAL. Los cuadros representan las estaciones donde se hicieron los experimentos de producción primaria *in situ* en octubre del 2004 (IM0410); los círculos corresponden al crucero de enero del 2005 (IM0501); los triángulos son del crucero de abril del 2005 (IM0504). Las flechas indican el recorrido que hizo el buque excepto para abril.

a febrero, con presencia de vientos del sur, con circulación costera hacia el polo y debilitamiento de las surgencias costeras (Sverdrup y Fleming 1941; Álvarez-Santamaría 1994; Hickey, 1979; Lynn y Simpson, 1987).

Las propiedades del agua del SCC son atribuidas a la presencia de cuatro masas de agua que están definidas por su temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y nutrientes. Estas son: Agua Subártica del Pacífico (ASP), el Agua Subtropical Superficial (AStS), el Agua de Transición (Atr) y el Agua de Pacífico Ecuatorial (APE) (Lynn y Simpson, 1987; Vélez-Muñoz, 1981; Gómez-Valdés y Vélez-Muñoz, 1982; Durazo y Baumgartner 2002). El Agua Subártica del Pacífico (ASP) se forma en altas latitudes donde hay exceso de precipitación y pérdida de calor. Esta agua entra al SCC desde cerca de los 48° de latitud norte con muy baja salinidad y temperatura, pero a medida que se acerca a la región del IMECOCAL ya ha ganado calor y se ha mezclado, de modo que su núcleo presenta temperaturas superficiales menores a 18°C, salinidades menores a 33.8 y alto contenido de oxígeno disuelto, la cual puede identificarse como la masa de agua californiana del sur (Kind'yushev, 1970). La ASP se localiza en el área de la Baja California cerca de la costa entre la superficie y los 100 m de profundidad. Durante primavera puede extenderse hasta el extremo de la península y retirarse de la costa durante verano y otoño (Hickey, 1979). La AStS definida por Roden (1971) es equivalente al Agua del Pacífico Central Norte descrita por Sverdrup *et al.* (1942). Se caracteriza por presentar aguas más cálidas (20-28°C), salinas (>34.4) y con contenidos relativamente bajos de oxígeno disuelto y nutrientes (Lynn y Simpson, 1987). A lo largo de la CC existe mezcla entre la ASP y AStS. Roden (1971) identificó una capa de agua superficial de 50 m de espesor sobre el ASP en la región

sur de Punta Eugenia definida como Agua de Transición (ATr) debido a la mezcla de ASP y AStS.

El SCC es sensible a los cambios climáticos interanuales, especialmente a los cambios asociados con el fenómeno de El Niño y La Niña (Bograd *et al.*, 2001). Los efectos de El Niño dentro del SCC incluyen un calentamiento anómalo del agua superficial, incremento en la salinidad, disminución de las surgencias costeras e incremento del nivel medio del mar (Durazo y Baumgartner, 2002).

El SCC comprende una serie de corrientes que cambian en intensidad a escala estacional e interanual. Estas corrientes son: la Corriente de California (CC), la Contracorriente Costera (IC; por sus siglas en inglés), a menudo referida como la Corriente de Davidson al norte de Punta Concepción, y la Contracorriente Subsuperficial (CU) sobre la plataforma continental (Hickey, 1979; Lynn y Simpson, 1987).

La CC es una de las corrientes superficiales limítrofes orientales (Carr, 2002) que resulta de la asimetría termal en las grandes cuencas oceánicas y forma parte del giro anticiclónico que domina la circulación superficial del Pacífico Norte (Hickey, 1979). La CC presenta un flujo permanente hacia el ecuador que se forma a los 48° de latitud norte y representa la extensión sur de la Corriente de las Aleutianas (Sverdrup *et al.*, 1942). Tiene una anchura de 700 a 1000 km y presenta un flujo superficial (0-300 m) con una velocidad promedio de 25 cm/s (Reid *et al.*, 1963) que puede llegar hasta 50 cm/s. Cerca de los 25° N la Corriente de California comienza a girar hacia el oeste y sus aguas llegan a formar parte del flujo de la Corriente Nor-Ecuatorial. La frontera sur de la CC es particularmente compleja debido a la mezcla de aguas más cálidas y salinas.

La CC se intensifica durante primavera y verano con vientos dominantes que presentan una componente del norte, los cuales impulsan la masa de agua hacia el sur, ocurriendo eventos de surgencia más intensos. Hacia el final del verano, esta componente se debilita o se invierte y los afloramientos generalmente cesan. Además, a partir de esta época se desarrolla una contracorriente costera superficial desde Baja California a Punta Concepción (Hickey, 1979; Lynn y Simpson, 1987).

Debajo de la Corriente de California, entre los 150m a 1600 m de profundidad, hay un flujo persistente hacia el polo con aguas de alta salinidad (>34.3) y temperaturas entre 8°C y 15°C , conocido como Contracorriente Subsuperficial de California (CCSC). Esta contracorriente se intensifica durante verano, con un ancho promedio de 40 a 50 km y va desde el sur de la Baja California hasta el norte de la Columbia Británica, Canadá (Lynn y Simpson, 1987) con una velocidad promedio de 30 cm/s (Wooster y Jones, 1970). La CCSC se ve influenciada por la presencia de Agua del Pacífico Ecuatorial (APE) localizada desde los 10 a 20°N por debajo de la termoclina hasta aproximadamente 800 m. La APE entra al SCC entre los 150m y 500 m de profundidad, frente a la costa de Baja California (Reid *et al.*, 1958), con valores de salinidad mayores a 34.3 y temperatura entre 8°C y 15°C , con alta concentración de nutrientes y bajo contenido de oxígeno disuelto (Lynn y Simpson, 1987; Wooster y Jones, 1970).

Los vientos prevalecientes en la región IMECOCAL provienen del noroeste, originados por el centro de alta presión que persiste todo el año frente a las costas de Estados Unidos (entre los 30 y 35°N y los 150 y 130°W) y en menor grado del oeste debido al centro de baja presión presente en el noroeste de México. El predominio de los vientos del noroeste, aunado a la orientación de la península, contribuye a que se originen

surgencias costeras principalmente en Punta Colonet, Punta Canoas y al norte de Bahía Sebastián Vizcaíno (Barton y Argote, 1980; Palacios-Hernández *et al.*, 1996). Las surgencias costeras cesan en los meses de otoño e invierno por la disminución y el cambio de dirección de los vientos dominantes, al disminuir estos centros de alta y baja presión en invierno, la zona presenta una mayor diversificación del viento con dominio de viento del oeste. Estos vientos se ven interrumpidos esporádicamente por los vientos del este conocidos como “Condición Santana” que pueden durar hasta tres días (Álvarez Sánchez, 1977; Pavía y Reyes, 1983).

El clima en la parte norte de la península se caracteriza como transicional entre mediterráneo y desértico, con lluvias en invierno y sequías en verano. En el resto de la península el clima es desértico, excepto por esporádicos ciclones tropicales que producen repentinas lluvias intensas (Minnich *et al.*, 2000).

IV.- MATERIALES Y MÉTODO

La información se obtuvo de tres cruceros oceanográficos a bordo del B/O Francisco de Ulloa, en la región sur de la Corriente de California dentro del programa IMECOCAL. El primer crucero se realizó del 9 al 28 de octubre del 2004 (IM0410). El segundo fue del 21 de enero al 11 de febrero del 2005 (IM0504) y el tercero del 14 de abril al 6 de mayo del 2005 (IM0504). El programa incluye 108 estaciones distribuidas en 12 transectos o líneas perpendiculares a la costa, de la red original del plan de CalCOFI (Fig. 1). Cada línea está separada una distancia de ~74 km (40 millas náuticas) y contiene una cantidad de estaciones que puede variar de línea a línea y cuya separación puede variar desde ~34 km (20 mn) lejos de la costa hasta ~3.5 km (2 mn) cerca de la costa.

IV.1.- Mediciones discretas

Para la colecta de agua se utilizó una roseta General Oceanics integrada con un CTD marca Sea Bird Electronics modelo SBE 911 PLUS. El CTD cuenta con una unidad submarina modelo SBE 9 y una unidad de control en cubierta SBE 11 plus; la cual permite la comunicación, control de la operación y monitoreo de la señal de los sensores instalados en la unidad SBE 9 por medio de una computadora personal vía cable conductor eléctrico en el malacate del CTD. En cada estación se tomaron muestras de agua con botellas Niskin de 5 litros acopladas a la roseta, a 0, 10, 20, 50, 100, 150 y 200 m de profundidad. A las botellas Niskin se les cambiaron los sellos de hule y las ligas de cierre por unos de silicón ya que éste no resulta tóxico para el fitoplancton. De las muestras de agua se extrajeron alícuotas para los análisis de oxígeno disuelto, clorofila-*a* y nutrientes inorgánicos.

Para determinar el oxígeno disuelto se utilizó el método iodométrico microWinkler descrito por Anderson (1971). Este método se basa en la titulación con tiosulfato de sodio el cual es equivalente al yodo liberado en una reacción asociada a la concentración del oxígeno disuelto. En el laboratorio se prepararon las soluciones A (MnSO_4) y B ($\text{NaOH} - \text{NaI}$), así como el tiosulfato de sodio ($\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$), ácido sulfúrico (H_2SO_4) y almidón. A las muestras se les adicionó un mililitro de las soluciones A y B y se agitaron vigorosamente para que todo el oxígeno disuelto fuera fijado. Se almacenaron las botellas en oscuridad por espacio de dos horas para permitir que se asiente el precipitado. Después se acidificó con un mililitro de ácido sulfúrico (10N) con el fin de disolver el precipitado y posteriormente se tituló con tiosulfato de sodio (0.1N) el cual es estandarizado con iodato de potasio (KIO_3). Se utilizó un titulador digital marca Hatch con una precisión de 0.00125ml/digito y para apreciar mejor el vire se le añadió almidón, indicando que todo el yodo ha reaccionado con el tiosulfato.

El método se calibra con la determinación de un blanco (b) por reactivo, que consiste en adicionar un mililitro de yodato de potasio a un matraz con agua destilada y después en secuencia inversa añadir el resto de los reactivos. Después se titula con tiosulfato de sodio para conocer el grado de impurezas o contaminación de los reactivos. Si los valores del blanco son mayores a 0.1 ml/l se descartan los reactivos. El tiosulfato de sodio no es un estándar primario, por ello cualquier solución de tiosulfato debe ser calibrada (S) mediante el iodato de potasio, de esta manera ambos compuestos forman un compuesto primario. El factor de botella (f_m) se obtiene en el laboratorio mediante la diferencia del peso de la botella con agua y vacía. La diferencia es convertida a volumen

mediante la densidad del agua de mar a cierta temperatura y a cada botella se le asigna un número correspondiente a su factor obtenido.

Con el valor estándar (S), el blanco de reactivos (b), el factor de botella (fm) y el volumen leído de tiosulfato (R) se calcula la concentración final del oxígeno disuelto para cada muestra (5).

$$\text{O}_2 \text{ (ml/l)} = (R - b / S - b) f_m - 0.014 \quad (5)$$

Donde :

R = volumen de tiosulfato utilizado para cada muestra (ml).

b = promedio del blanco por reactivos.

S = promedio de la normalidad de la solución estándar.

fm = factor de botella por volumen de cada matraz.

-0.014 = corrección por la cantidad de oxígeno agregado a las muestras con el MnSO_4 y $\text{NaOH} - \text{NaI}$, cuando 1 ml de cada reactivo es agregado a 115 ml de muestra (Macías-Carranza *et al.*, 1999).

Para determinar la concentración de clorofila-*a* se filtró un litro de agua de mar de cada profundidad usando filtros de fibra de vidrio Whatman (GF/F) de 25 mm de diámetro, con una capacidad de retención de 0.7 μm . Después de la filtración, los filtros fueron depositados en rejillas de protección debidamente rotuladas y almacenadas a bordo en nitrógeno líquido a -198°C hasta su análisis en el laboratorio.

En el laboratorio del CICESE los filtros se colocaron en acetona al 90% por un periodo de 24 h en frío y en oscuridad para extraer la clorofila-*a* del fitoplancton de acuerdo a la modificación de Venrick y Hayward (1984). Para cuantificar la clorofila se utilizó un fluorímetro Turner Desings 10-005R de acuerdo con el método de Holm Hansen *et al.*

(1965). Las lecturas fueron corregidas por testigo y por dilución. El fluorímetro utilizado está calibrado con clorofila pura (C-5753 Sigma), cuyos factores de calibración se presentan en la Tabla I.

Tabla I.- Factores de calibración del fluorímetro.

VENTANA	MS	X3.16	X10	X31.6
FACTOR (Fa)	0.0210972	0.0212668	0.00215764	0.00258005
RAZÓN (r)	1.4614288	1.5387192	1.49373632	1.49186768

La concentración de clorofila *a* se calculó mediante la ecuación (6).

$$\text{Clorofila } a \text{ (mg/m}^3\text{)} = (\text{LFC-LFAC}) * \text{Fa} * v * V^{-1} \quad (6)$$

Donde:

LFC = fluorescencia corregida por testigo y dilución.

LFAC = fluorescencia después de acidificar (con unas gotas de HCL al 10%), corregida por testigo y dilución.

Fa = factor obtenido en la calibración, para cada una de las ventanas.

v = volumen de la acetona usada para extraer la clorofila de cada muestra (10 ml).

V = volumen de la muestra filtrada (litros).

IV.2.- Mediciones continuas

En el buque Francisco de Ulloa se instaló un sistema de flujo continuo totalmente automatizado para la cuantificación de la presión parcial del bióxido de carbono (pCO₂) en el agua y en el aire. En este sistema el agua de mar es bombeada desde una profundidad de

2.5 m (desde el casco del buque), alimentando al Termo-Salinómetro, al Fluorímetro y al Licor 6262 para el $p\text{CO}_2$. De esta manera se pudieron obtener datos de temperatura, salinidad y $p\text{CO}_2$ de manera continua en la superficie del mar. Por medio de un GPS se va registrando la posición geográfica a medida que el buque avanza.

El agua es bombeada continuamente hacia un sistema estabilizador y hacia el analizador infrarrojo del CO_2 , el cual permite medir la fracción molar de CO_2 de la atmósfera seca y el aire seco equilibrado con el agua de mar. El sistema estabilizador consiste de un cilindro donde se le inyecta aire y luego este se extrae al pasar por una membrana que sólo permite el paso del aire pero no del agua, y este aire tuvo el tiempo suficiente para equilibrarse con el gas que hay en agua de mar. Después pasa hasta un analizador infrarrojo no disperso de CO_2 (LICOR modelo 6262) para determinar la razón de mezcla de CO_2 entre la atmósfera y el aire equilibrado con el agua de la superficie mar. La precisión de aparato es de $\pm 1 \mu\text{atm}$. El CO_2 comercial estándar fue calibrado en aire seco con estándares primarios de gas obtenido de National Institute of Standards and Technology y la National Oceanic and Atmospheric Administration Climate Monitoring and Diagnostic Laboratory.

Cada dos segundos se generaron datos de $p\text{CO}_2$ y el promedio de cinco lecturas es registrado en la computadora (Hewlett Packard Notebook) por lo que hubo un registro continuo de CO_2 cada 10 segundos. Además cada dos horas el aparato se auto-calibra usando un flujo de gas CO_2 comercial estándar con una concentración conocida y con un flujo de aire el cual pasa por una trampa de cal de soda (lime soda) que absorbe todo el

CO₂ gaseoso siendo este el cero. Después los datos pasaron por un procesamiento básico al promediar cada minuto para evitar la repetición de la información.

Se ha observado que la temperatura tiene un efecto importante sobre la pCO₂ por lo cual resulta conveniente ponderar este efecto físico y además de poder normalizar los datos de pCO₂ a cierta temperatura, de tal manera que todos los datos de un crucero sean comparables. Takahashi *et al.*, (1992; 2002) usaron la siguiente ecuación (7) para normalizar por temperatura del agua:

$$pCO_2^T = pCO_{2in situ} * e^{-(T_{in situ} - T_{promedio}) * 0.0423} \quad (7)$$

donde pCO₂^T es la pCO₂ normalizada a una cierta temperatura promedio, pCO_{2insitu} es la pCO₂ medida *in situ*, T_{in situ} es la temperatura medida y T_{promedio} es la temperatura promedio a la que se van a normalizar los datos.

IV.3.- Determinación de producción primaria

Cerca del medio día se hicieron experimentos para determinar la producción primaria en la zona eufótica. Estos experimentos se realizaron a diferentes profundidades según el porcentaje de atenuación de la luz obtenido. Para ello se utilizó el disco Secchi, el cual es bajado de forma manual lo más vertical posible por un costado del buque o por popa según la posición del sol. En caso de la presencia de fuertes corrientes superficiales que no permitieron mantener el disco en forma vertical, se hizo una corrección de la profundidad por el ángulo aproximado de inclinación. Por apreciación visual se registra la profundidad a la cual se pierde de vista el disco (Z_{secchi}). Con el valor de la profundidad obtenida por el disco se calculó el coeficiente promedio de atenuación de luz difusa (K_d) en la columna de agua usando la ecuación (8):

$$K_d = 1.7 Z_{\text{secchi}}^{-1} \quad (8)$$

donde el valor de 1.7 es constante para aguas caso I (Kirk, 1994) y Z_{secchi} es la profundidad en metros a la cual desaparece el disco. Una vez obtenido K_d es sustituido en la ecuación de la atenuación de la luz (Lambert-Beer) y con ello se calculan las diferentes profundidades a las que se tomaron las muestras de agua, para hacer los experimentos de producción primaria, que corresponden al 100, 50, 30, 20, 10 y 1 % de la irradiancia que llega a la superficie, según las siguientes expresiones (9) y (10):

$$E_z = E_o \cdot e^{-K_d z} \quad (9) \quad \text{de donde se deduce: } z = \frac{\left[-\ln\left(\frac{E_o}{E_z}\right) \right]}{K_d} \quad (10)$$

donde E_o es el 100% de la irradiancia superficial y E_z es el porcentaje de irradiancia determinado, z es la profundidad en metros que corresponde a E_z . Además, se hicieron mediciones de luz en las estaciones de producción primaria utilizando un perfilador de radiancia de la reflectancia (PRR 600) de la Biospherical Instruments. Los valores superficiales (E_{PAR}) obtenidos de cada estación de producción primaria se promediaron para la obtener la irradiancia promedio por crucero.

Para determinar la producción primaria *in situ* ($\text{mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$) se utilizó el método de incorporación de carbono radiactivo por el fitoplancton de Steemann Nielsen (1952). En este método se asume que la velocidad a la que el carbono marcado (^{14}C), es incorporado por el fitoplancton, es similar que la del carbono no marcado (^{12}C) y ambos son transformados a biomasa orgánica.

Se hicieron lances para tomar muestras de agua a la profundidad de cada nivel de irradiancia calculado (E_z). El agua se colocó en bidones oscuros para evitar el efecto de

fotosaturación del fitoplancton mientras se hacían los preparativos para los experimentos de incubación.

Se determinó el “tiempo cero” el cual es una corrección para descartar la posible fijación de ^{14}C por el fitoplancton durante el periodo comprendido entre la inoculación y la incubación. Para ello se tomaron tres botellas con agua de la profundidad del 100% de irradiancia, y se pasó por la malla de $150\mu\text{m}$ para eliminar el macrozooplancton y posteriormente se inoculó con ^{14}C . Cuando dio inicio la incubación las tres botellas fueron filtradas con filtros de membrana GN-6 de $0.45\mu\text{m}$ de poro y 25 mm de diámetro. El filtro se colocó en un frasco, al que se le añadió 500 μl de HCl al 10% y se dejó destapado por un lapso de 2 hrs, para eliminar el carbono marcado no asimilado por el fitoplancton. Después de transcurrido ese tiempo se le añadieron 10 ml de líquido de centelleo (Ecolite (+)) y se cerró para su posterior análisis en el laboratorio.

Se preparó un estándar para conocer la actividad inicial que tuvo el carbono marcado (^{14}C) antes de ser asimilado por el fitoplancton dentro de la botella. A un frasco de centelleo se le adicionó 200 μl de β -feniletilenamina. Después se le añadió una alícuota de 500 μl de una de las botellas de tiempo cero, se le agregaron 10 ml de Ecolite (+) se cerró el frasco y se etiquetó. Este proceso se hizo por triplicado.

De cada profundidad (Ez) se tomaron muestras de aguas en tres botellas de policarbonato de 250 ml. Las muestras se pasaron por una malla de $150\mu\text{m}$ para retirar el macrozooplancton. Posteriormente se inocularon con 100 μl de $\text{NaH}^{14}\text{CO}_3$, equivalente a 5 μCi de ^{14}C . Una vez inoculadas se tomó una de las botellas de cada profundidad y se cubrió con papel aluminio, dejando así dos botellas claras y una oscura durante la incubación.

Cada juego de botellas fue colocado en tubos transparentes de acrílico, el que se sujetó a una cuerda colocándolo en la profundidad correspondiente al nivel del porcentaje de irradiancia de donde provenía la muestra. Esta cuerda se amarró a una boya, la que derivó el tiempo que duró la incubación (~1.5 a 2 horas).

Terminado el tiempo de incubación, las muestras fueron llevadas al laboratorio del barco, se filtraron usando filtros GN-6 y cada filtro se colocó en un frasco de centelleo etiquetado. Posteriormente se les añadió 500 μ l de HCl al 10% y se quedó el frasco destapado por 2 h se les agregaron 10 ml de Ecolite (+) para después ser almacenados y analizados en el laboratorio.

IV.4.- Curvas Fotosíntesis-Irradiancia (P-E)

La finalidad de la estimación de los parámetros derivados de las curvas P-E fue para calcular la producción primaria a escala regional a partir de los valores superficiales de la clorofila-*a* y de los valores de irradiancia superficial obtenidos con el PRR600.

Para calcular la tasa fotosintética máxima [P_m^B ; mgC (mg Chl*a*)⁻¹h⁻¹], y el coeficiente de máxima utilización de la luz [α^B ; mgC (mg Chl*a*)⁻¹h⁻¹ / μ moles cuanta m⁻²s⁻¹], se elaboraron curvas fotosíntesis-irradiancia (P-E). Se tomaron muestras de agua de la profundidad del 30% de la irradiancia superficial, la que fue tamizada para remover el macrozooplancton. Se depositaron alícuotas en 32 frascos incubadores de acrílico de 125 ml a los cuales se les agregó 100 μ l (~5 μ Ci) de solución de ¹⁴C. Los frascos (29 de ellos) fueron puestos dentro de una cámara de incubación tipo Morel (Babin *et al.*, 1994) con circulación continúa de agua de mar para evitar incrementos de temperatura por efectos de

la lámpara. Los frascos fueron expuestos a un gradiente de luz blanca policromática (lámpara de tungsteno-halógeno) con una intensidad máxima de $500 \mu\text{moles cuanta m}^{-2}\text{s}^{-1}$ por un lapso no mayor de 2 horas.

Los tres frascos restantes fueron usados como tiempo cero y fueron filtrados una vez iniciada la incubación. De uno de ellos se obtuvieron las tres determinaciones de los tres estándares como se procedió en los experimentos de producción primaria *in situ*.

Transcurrido el tiempo de incubación el contenido de los frascos se filtró y los filtros se colocaron en frascos de centelleo de la misma manera que para la producción primaria *in situ*.

IV.5.- Producción primaria *in situ*

Los conteos de radiación β se hicieron con un contador de centelleo líquido Beckman modelo LS6500. Este equipo mide los decaimientos por minuto (dpm). La asimilación de carbono (PP) durante los experimentos se calculó de la siguiente manera:

$$\text{PP (mgC m}^{-3}\text{h}^{-1}) = [(\text{dpm}) - T_0] * 24000 * 1.05 (A * t)^{-1} \quad (11)$$

Donde dpm son las desintegraciones por minuto de la muestra después de la incubación; T_0 son los dpm medidos del tiempo cero; A es la actividad específica del carbono radiactivo agregado ($5 \mu\text{Ci} = 11.1 \times 10^6 \text{ dpm}$), y t es el tiempo de incubación en horas. El valor de 24,000 es la concentración del carbono inorgánico promedio (mgC m^{-3}) y 1.05 es la corrección por la diferencia de asimilación por el fitoplancton entre ^{12}C y ^{14}C .

IV.6.- Producción primaria modelada (PP_m)

A partir de los experimentos de fotosíntesis-irradiancia (P-E), mediante un ajuste de la PP normalizada por la clorofila (P^B : $\text{mgC}(\text{mgChla h})^{-1}$) se ajustó al modelo hiperbólico propuesto por Jassby y Platt (1976) con el programa de STATISTICA para obtener los parámetros fotosintéticos (P_m^B y α^B).

$$P^B = P_m^B \tanh[\alpha^B E_{L(\text{PAR})} / P_m^B] \quad (12)$$

Donde α^B es el coeficiente de máxima utilización de luz [$\text{mgC}(\text{mgChla h})^{-1} / \mu\text{moles cuanta m}^{-2} \text{s}^{-1}$] determinado por la relación lineal que se da al inicio de la hipérbola entre P^B y la irradiancia de la lámpara ($E_{L(\text{PAR})}$) de tungsteno-halógeno del incubador. P_m^B ($[\text{mgC}(\text{mgChla h})^{-1}]$) es la tasa de fotosíntesis máxima a saturación de luz.

Debido a que las mediciones de producción primaria *in situ* fueron hechas en sólo algunas estaciones de la red IMECOCAL, se utilizó el modelo de Platt y Sathyendranath, (1988) para calcular la PP modelada (PP_m) superficial en toda el área de estudio.

$$PP_m = [\text{Chla } \alpha^B E_{\text{PAR}}] / \{1 + [(\alpha^B E_{\text{PAR}}) / P_m^B]^2\}^{1/2} \quad (13)$$

Donde Chla es la clorofila-*a* en superficie, E_{PAR} es la irradiancia superficial promedio por crucero, α^B y P_m^B son los parámetros fotosintéticos. Se utilizaron los parámetros fotosintéticos obtenidos en enero y abril. Para el mes de octubre como no hubo

experimentos de curvas P-E, los parámetros fotosintéticos se obtuvieron del promedio de los octubres del 2000, 2001 y 2002 (Espinosa Carreón, 2005).

Se hizo el cálculo de PP_m con los valores *in situ* de clorofila-*a* a 100% y al 30% E_0 , con la finalidad de determinar el efecto de la varianza entre los parámetros fotosintéticos a estas dos profundidades. Se obtuvo la PP_m para toda la zona de estudio a partir de la clorofila-*a* promediada entre 0 m y 10 m de profundidad, los parámetros fotosintéticos y la irradiancia superficial promedio de cada crucero.

V.- RESULTADOS

V.1.- Condiciones hidrográficas

En general, en otoño (IM0410) las aguas fueron las más cálidas con relación a invierno y primavera del 2005 (Figs. 2a, 2b, 2c.). El máximo de temperatura superficial de otoño fue de 23.95 °C y el mínimo de 15.95 °C, con una media de 20.67 °C $\pm$ 1.32°C (Fig. 2a). Los valores de temperatura superficial más bajos se encontraron al norte del área de estudio. La isoterma superficial de los 20 °C se registró por arriba de los 29° de latitud norte y los valores más altos (>22 °C) estuvieron en la zona sureña del área de estudio. Esta diferencia se acentúa por la intrusión del Agua Subtropical Superficial (AstS; Roden, 1971) proveniente de la región tropical (Goericke *et al.*, 2005).

En invierno (IM0501) la temperatura superficial fue muy homogénea, ya que presentó la menor variabilidad. La temperatura media fue de 17.86 $\pm$ 0.87 °C (Fig 2b). El máximo valor fue muy parecido al de primavera y el mínimo fue cercano al de otoño (Fig. 2a).

En primavera (IM0504) las aguas superficiales fueron las más frías. La temperatura superficial promedio en abril fue 17.08 $\pm$ 1.25 °C, con un valor máximo de 19.42 °C y mínimo de 12.48 °C. Este último valor se encontró cerca de la costa lo que ocasionó un gradiente longitudinal de temperatura de ~2°C (Fig. 2c). La presencia de agua fría con baja de temperatura superficial (~17°C) con respecto a octubre, fue debida a la intensificación de la Corriente de California que ocurre año con año durante los meses de primavera.

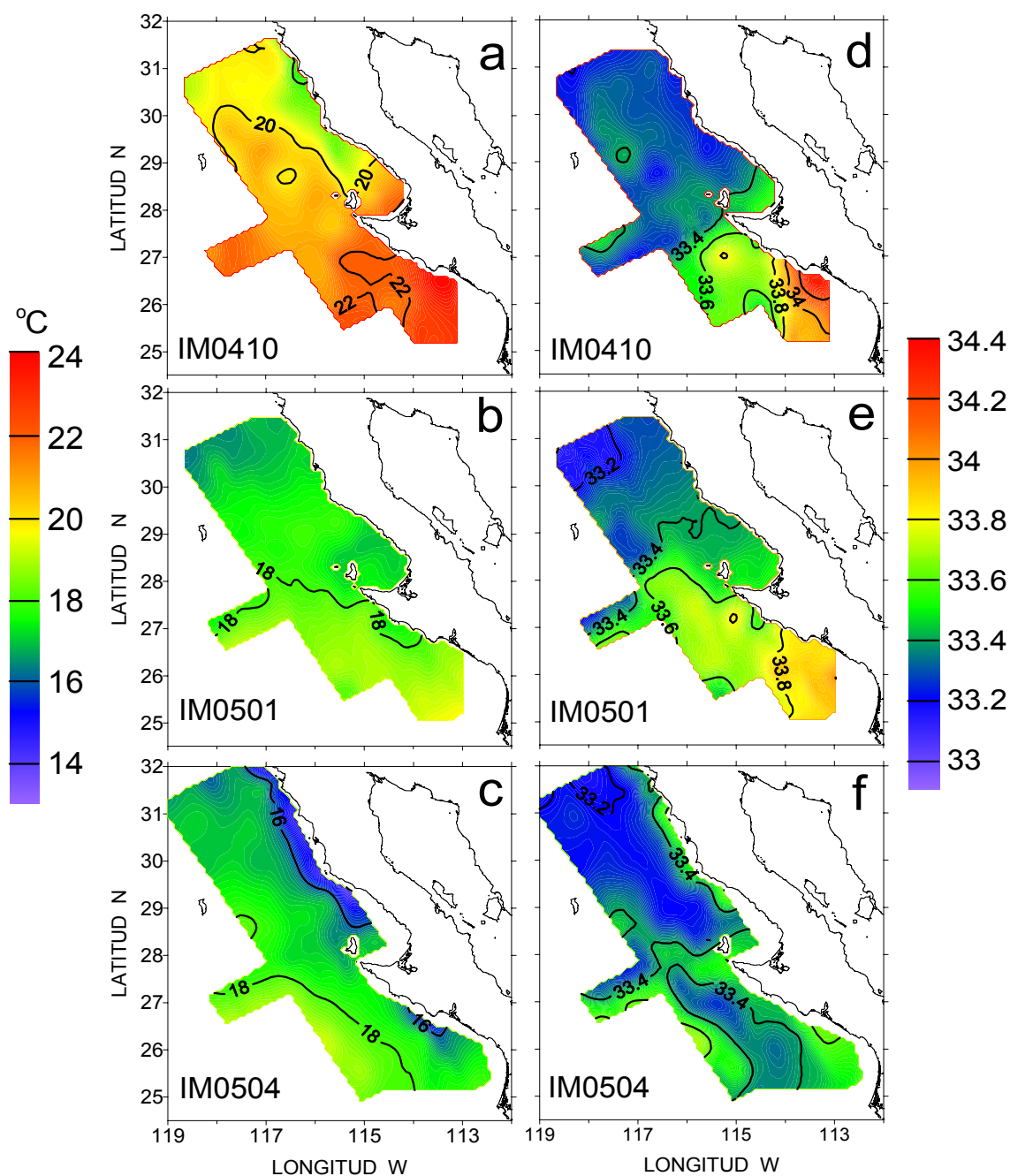


Figura 2.- Distribución espacial de temperatura (°C; a, b y c) y salinidad (d, e y f) superficiales tomados del termosal, para los crueros de octubre del 2004 (IM0410), de enero y abril del 2005 (IM0501 y IM0504).

Se puede apreciar la ocurrencia de dos lugares de surgencia costeras con temperaturas menores a 15°C, una en el norte y otra en el sur del área de estudio. Esta intensificación de la CC no permite que las masas de agua del trópico penetren en esta zona, predominando así la masa de agua del subártico ligeramente transformada (Gómez-Valdés y Vélez-Muñoz 1982).

La salinidad superficial presentó una variabilidad relativamente baja en primavera con relación a otoño e invierno (Figs. 2d, 2e, 2f). El promedio de la salinidad superficial para otoño fue de 33.41 ± 0.21 , mientras que en invierno el promedio fue de 33.51 ± 0.24 y de 33.36 ± 0.15 en primavera. En el crucero de otoño se presentó un fuerte gradiente de salinidad ($\sim 0.45/100$ km) en el sur del área de estudio (Fig. 2d). En cambio en invierno el gradiente fue relativamente débil ($\sim 0.09 /100$ km), el cual se presentó en toda el área de estudio (Fig. 2 e). A medida que se intensifica la CC por efecto de los vientos se encontró que en primavera la zona está influenciada por agua del subártico modificada, la cual de acuerdo a sus características de temperatura y salinidad sería Atr (Roden, 1971) (Fig. 2f).

V.2.- Variabilidad de clorofila-*a* y oxígeno disuelto

Los valores de clorofila-*a* y de oxígeno disuelto que se reportan en este trabajo son el promedio de los datos de 0 y 10m de profundidad (Fig. 3).

Las concentraciones menores de clorofila-*a* ocurrieron en otoño (0.19 ± 0.17 mg m⁻³) y los valores más altos (> 1 mg m⁻³) en primavera. Por lo general los valores de clorofila-*a* mayores a 1 mg m⁻³ se presentaron en las estaciones cercanas a la costa (estaciones <45), mientras que los valores bajos (<1 mg m⁻³) estuvieron después de las estaciones 45 (zona oceánica).

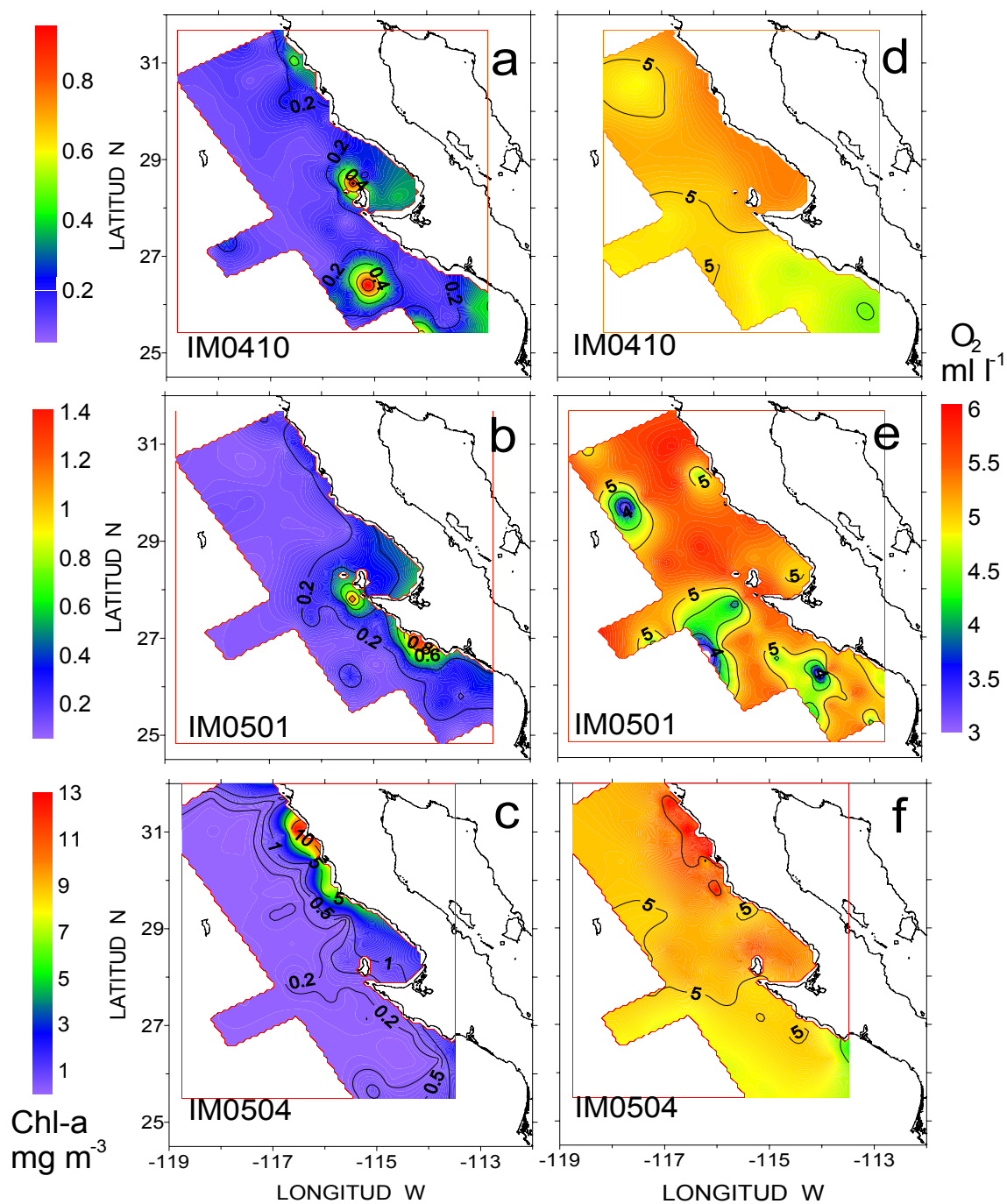


Figura 3.- Distribución espacial de la clorofila-*a* (mg m^{-3} ; a, b y c) y oxígeno disuelto (ml l^{-1} ; d, e y f) superficial para los cruceros IM0410, IM0501 y IM0504. Note que las escalas de clorofila-*a* son diferentes para cada crucero.

Durante otoño hubo un evento que ocurrió al sur de Punta Eugenia en la zona oceánica, producto de un giro ciclónico que favoreció el crecimiento del fitoplancton (Fig. 3a). La presencia de este giro fue reportado por Goericke *et al.* (2005). En enero las condiciones fueron más homogéneas y los valores altos se presentaron en la zona cercana de Islas de Cedros, en el interior de Bahía Vizcaíno y al sur de Punta Eugenia (Fig. 3b).

La distribución espacial mostró un gradiente longitudinal muy fuerte en abril a consecuencia de los eventos de surgencia que se presentaron. En la zona oceánica, después de las estaciones 45, prevalecieron valores por debajo de los 0.2 mg m^{-3} durante los cruceros de otoño e invierno, excepto donde se presentó el giro ciclónico.

La mayor biomasa fitoplanctónica se presentó en primavera, con una franja de alta concentración a lo largo de la costa y valores por arriba de 5 mg m^{-3} desde frente a Ensenada hasta 200 km al sur de Punta Colonet. El gradiente longitudinal de concentración fue similar al de enero, con los valores menores a 0.2 mg m^{-3} en la zona oceánica (Fig. 3c).

Durante otoño se observan valores por arriba de 5 ml/l de oxígeno disuelto al norte del área de estudio, disminuyendo hacia el sur (Fig. 3d) en relación con la temperatura (Fig. 2a), posiblemente por la influencia de aguas tropicales que son más cálidas y con menor cantidad de oxígeno disuelto. El pequeño decremento de oxígeno disuelto encontrado en la parte oceánica frente a Punta Colonet, coincide con el ensanchamiento de las anomalías en las alturas dinámicas mostrado por Goericke *et al.* (2005). Este ensanchamiento podría ser el resultado del pequeño giro ciclónico que levantó la oxiclina. La concentración promedio de oxígeno disuelto en invierno fue 5.2 ml l^{-1} con poca variabilidad para todo este crucero (Fig. 3e). Durante primavera (Fig. 3f) hubo valores por arriba de 5 ml/l , disminuyendo hacia

el sur del área de estudio. Los valores más altos se encontraron donde la concentración de clorofila-*a* mayor como es el caso de Punta Colonet. Si embargo, hubo valores cercanos a los 4.5 ml/l al sur de Punta Eugenia donde coincide con valores (~ 14 °C) de temperatura bajos y con salinidad mayor a 34, que muestran la presencia de un evento de surgencia.

V.3.- Variabilidad del $p\text{CO}_2$ y $\Delta p\text{CO}_2$

En términos generales la $p\text{CO}_2$ siguió una distribución similar a la temperatura, presentándose valores más altos en la región sur y bajos al norte. Además, también se presentaron gradientes longitudinales por la presencia de surgencias costeras.

Durante octubre, la presión parcial del bióxido de carbono ($p\text{CO}_2$) varió entre las 308-436 μatm con un promedio de 396 μatm . Los valores por arriba de los 400 μatm estuvieron originados por las diferencias de temperatura entre la región norte y sur (Fig. 4a). Durante enero (IM0501) la media fue de 376 μatm (Fig. 4b) mostrando una menor variabilidad superficial con respecto a octubre ya que estuvo en un intervalo entre 357 a 408 μatm . Durante abril el promedio fue de 383 μatm (Fig. 4 c) y con una alta variabilidad (164 μatm -799 μatm) con respecto a los meses anteriores. Esta alta variabilidad ocurrió en la zona costera, asociada a procesos de surgencia. Los bajos valores de las desviaciones estándar son debida a que el número de datos generados por los cruceros, fue muy grande (~ 19000). En el norte se registraron las $p\text{CO}_2$ más bajas (< 200 μatm) por efecto del consumo de CO_2 por el fitoplancton, en relación con altos valores de clorofila-*a* medidos en la misma zona. Los valores más altos de $p\text{CO}_2$ (> 550 μatm) se localizaron al sur, coincidiendo con un evento de surgencia.

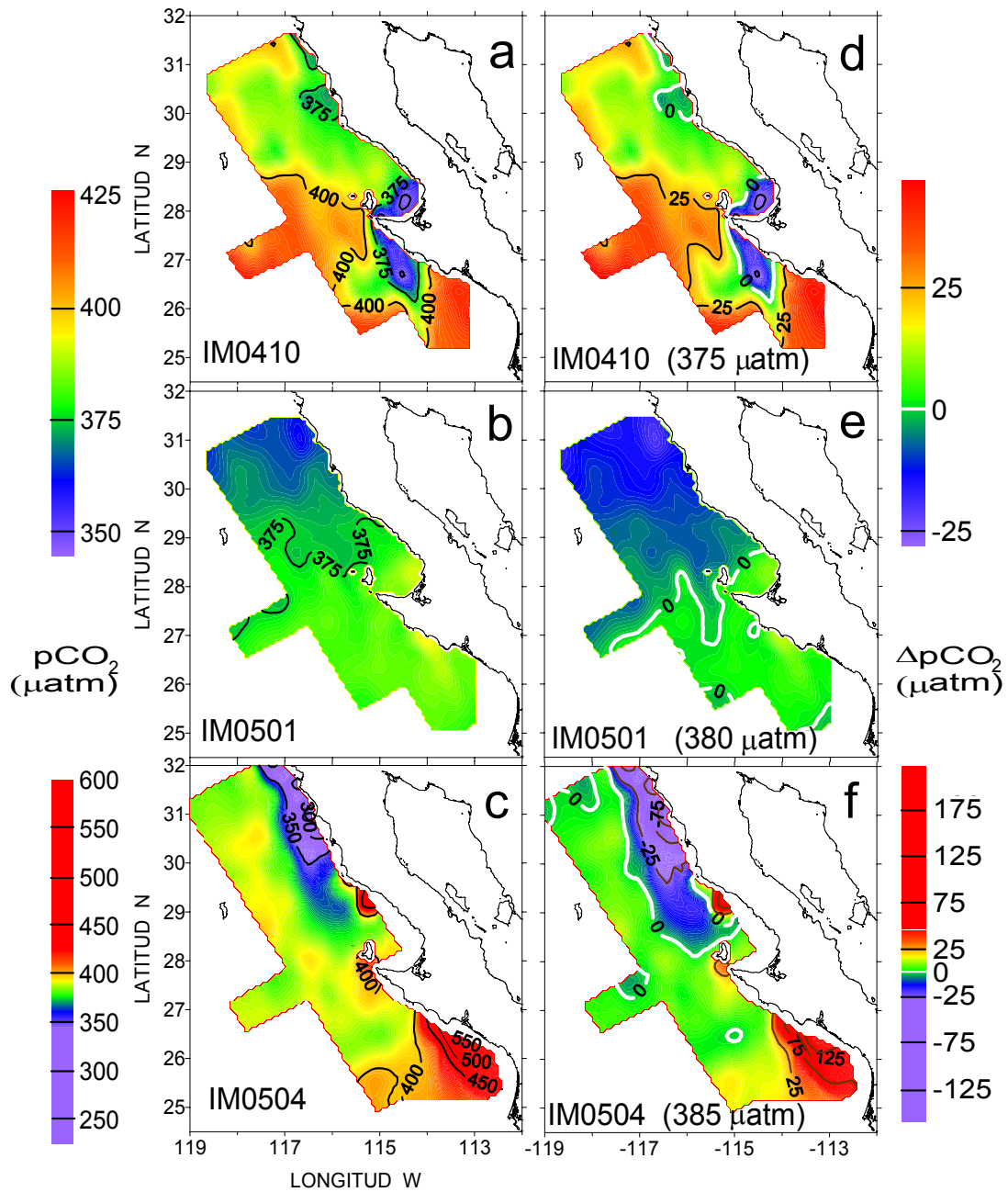


Figura 4.- Distribución espacial de la $p\text{CO}_2$ (μatm ; a, b y c) y $\Delta p\text{CO}_2$ (μatm ; d, e y f) para los cruceros IM0410, IM0501 y IM0504. El valor entre paréntesis representa la media de la $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ correspondiente al periodo de duración de cada crucero. La línea blanca representa el balance entre la presión parcial del océano y la atmósfera ($\Delta p\text{CO}_2 = p\text{CO}_{2\text{océano}} - p\text{CO}_{2\text{atmósfera}} = 0$). Para el crucero IM0504 (c y f) se muestra su propia escala de colores.

La $p\text{CO}_2$ atmosférica ($p\text{CO}_{2\text{atm}}$) fue tomada de la estación ubicada en La Jolla California EUA, de datos publicados en su página de Internet². La media para el periodo de duración de cada crucero fue 375, 380 y 385 μatm , en octubre, enero y abril respectivamente. Con estos valores se calculó la $\Delta p\text{CO}_2$ la cual es la diferencia de la $p\text{CO}_2$ entre el océano y la atmósfera [$\Delta p\text{CO}_2 = p\text{CO}_{2\text{océano}} - p\text{CO}_{2\text{atmósfera}}$] (Figs. 4d, 4e, 4f). Este parámetro indica “grosso modo” que dirección podría tomar el flujo de CO_2 entre el océano y la atmósfera. Valores negativos indican que el flujo de CO_2 será de la atmósfera hacia el océano, mientras que valores positivos indican que el flujo es del océano hacia la atmósfera. Cuando se presenta un $\Delta p\text{CO}_2 = 0$ se muestra una situación en equilibrio ya que las presiones parciales son iguales.

Durante el crucero IM0410 se obtuvieron valores de $\Delta p\text{CO}_2$ positivos ($>375 \mu\text{atm}$) en $\sim 70\%$ del área de estudio (Fig. 4 d). Potencialmente esta área pudo haber tenido un aporte hacia la atmósfera pues se encontraba sobresaturada de CO_2 . Por otra parte, sólo se presentaron valores negativos en las regiones costeras de Bahía Vizcaíno y al sur de Punta Eugenia. En el crucero IM0501 el área de estudio prácticamente se dividió a la mitad, pues alrededor de la línea 120 (Fig. 4e) se presentó un $\Delta p\text{CO}_2 = 0$, casi coincidiendo con la isoterma de los 18°C y con la isohalina de 33.6 (Figs. 2b, 2e). Al norte de la línea 120 hubo valores negativos de $\Delta p\text{CO}_2$, mientras que al sur del área de estudio los valores fueron positivos. Los valores bajos de $p\text{CO}_2$ al norte de la línea 120 estuvieron asociados a aguas con temperaturas frías ($<18^\circ\text{C}$), mientras que los valores altos de $p\text{CO}_2$ al sur de ésta línea estuvieron asociados a aguas con temperaturas más cálidas ($>18^\circ\text{C}$). Esta asociación

2.- (<http://www.cmdl.noaa.gov/ccgg/globalview/index.html>)

dependió de la capacidad de solubilidad del agua de mar en función de la temperatura.

En el crucero IM0504 la $p\text{CO}_2$ estuvo por arriba de la media atmosférica (385 μatm) con valores $\Delta p\text{CO}_2$ positivos cubriendo una gran parte del área oceánica (Fig. 4f). Sin embargo, se aprecian dos zonas costeras muy diferentes, una al norte desde la línea 97 hasta cerca de la 117 y la otra al sur a la altura de la línea 127 hasta la 137. La primera zona tuvo valores muy bajos de $\Delta p\text{CO}_2$ (-164 μatm), como efecto del crecimiento del fitoplancton. En esta zona se encontraron los valores más altos de clorofila-*a* superficial (54 mg m^{-3}). En la zona sureña hubo valores positivos altos, mayores a los 200 μatm , coincidiendo con la formación de una surgencia costera.

V.4.- Transectos perpendiculares a la costa

Se presentan transectos de las líneas 103, 117, 120 y 130 (Fig. 1) para estudiar los eventos de menor escala, así como las tendencias espaciales que no se aprecian en las interpolaciones de toda el área. La primera (línea 103) es representativa de los procesos que ocurrieron en el norte del área de estudio. Las líneas 117 y 120 están en el centro del área de estudio y la línea 130 representa a los procesos que ocurren en la parte sur.

La temperatura tiene un efecto mayor sobre la presión parcial de bióxido de carbono en comparación con la salinidad, de modo que es recomendable ponderar este efecto físico (Takahashi *et al.*, 1993; Takahashi *et al.*, 2002; Gago *et al.*, 2003). En este trabajo se utilizó la media de la temperatura superficial por crucero para normalizar los valores de $p\text{CO}_2$ a una misma temperatura para que fueran comparables los valores de todos los transectos. La media de temperatura para los cruceros IM0410, IM0501 y IM0504 fue de 20.7°C, 17.9°C

y 17.2°C, respectivamente. En las gráficas (Figs. 5-16) aparece el perfil de variación de la $p\text{CO}_2$ normal (línea gruesa) y el normalizado (línea delgada) por la temperatura ($p\text{CO}_2^T$) respectiva a cada crucero.

Cuando la temperatura *in situ* fue igual a la temperatura promedio del crucero produce un gráfico sin diferencias entre la $p\text{CO}_2$ y $p\text{CO}_2^T$. Cuando las gráficas de la $p\text{CO}_2$ y $p\text{CO}_2^T$ se separan indica el grado del efecto de la temperatura sobre la $p\text{CO}_2$. Puesto que la relación del CO_2 con la temperatura es inversa, cuando la temperatura *in situ* es mayor que la temperatura promedio el efecto sobre de la $p\text{CO}_2$, con relación a la $p\text{CO}_2^T$, será a disminuir y viceversa. Esto no indicará necesariamente que el efecto de la temperatura es menos o más dominante que el efecto biológico con relación al $p\text{CO}_2$. La línea punteada muestra la media de la $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ que se utilizó en cada crucero de otoño, invierno y primavera (375, 381, y 385 μatm respectivamente).

En los transectos de octubre (103, 117, 120, 130) los valores $p\text{CO}_2$ y $p\text{CO}_2^T$ superficiales estuvieron por arriba de la $p\text{CO}_{2\text{atm}}$, excepto en las estaciones más costeras para las líneas 120 y 130 (Figs. 5c, 6c, 7c, 8c). Las menores diferencias entre $p\text{CO}_2$ y $p\text{CO}_2^T$ ocurrieron en la parte central del área de estudio (Figs. 6c, 7c) de manera que los valores de $p\text{CO}_2$ y $p\text{CO}_2^T$ se invierten a medida que aumenta la temperatura del agua superficial. La mayor diferencia ($\sim 45 \mu\text{atm}$) entre estas dos presiones parciales ocurrió en la línea 130 (Fig. 8c) posiblemente por la altas temperatura encontradas en esta zona.

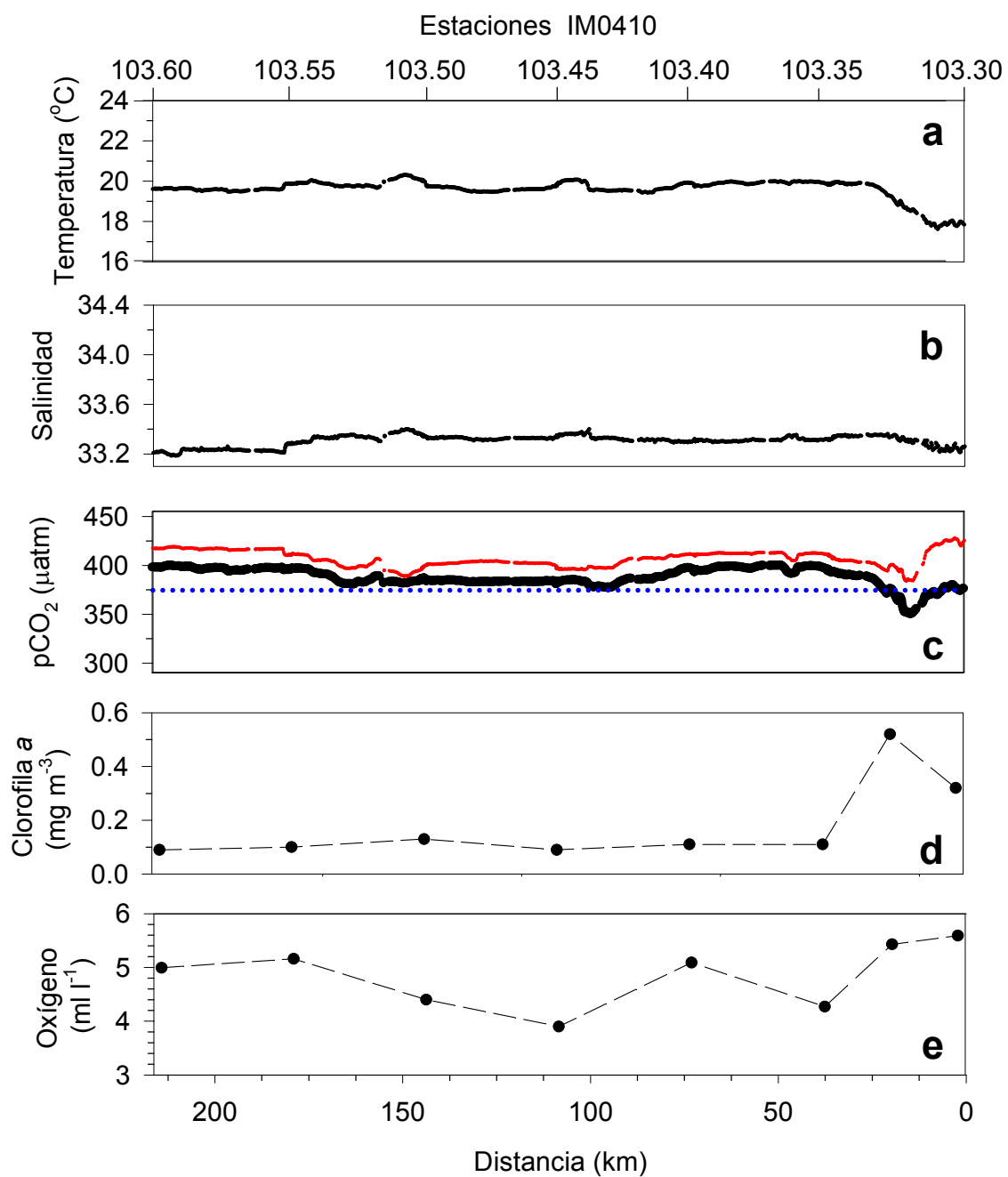


Figura 5.- Variación espacial continua sobre la línea 103 para otoño (IM0410): (a) temperatura, (b) salinidad, (c) pCO₂, (d) clorofila-*a* media entre 0 y 10m y (e) oxígeno disuelto media entre 0 y 10m. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa. En el transecto de la pCO₂ (c) se muestra la pCO_{2atm} (línea punteada), pCO₂ normalizada por la media de temperatura a 20.7 °C (pCO₂^{20.7}) (línea delgada) y la pCO₂ *in situ* (línea gruesa).

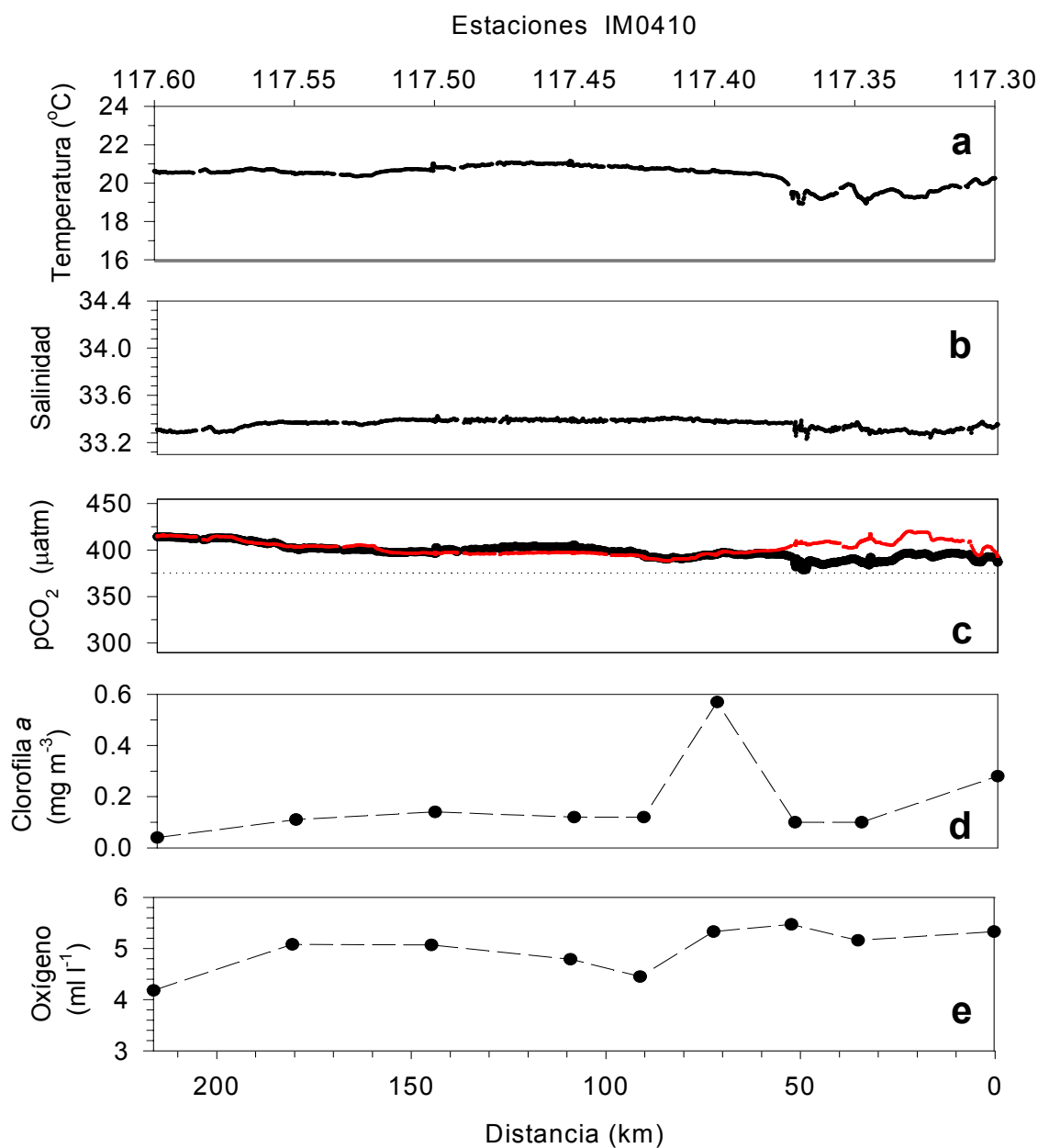


Figura 6.- Variación espacial continua sobre la línea 117 para otoño (IM0410): (a) temperatura, (b) salinidad, (c) pCO₂, (d) clorofila-*a* media entre 0 y 10m y (e) oxígeno disuelto media entre 0 y 10m. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa. En el transecto de la pCO₂ (c) se muestra la pCO_{2atm} (línea punteada), pCO₂ normalizada por la media de temperatura a 20.7 °C (pCO₂^{20.7}) (línea delgada) y la pCO₂ *in situ* (línea gruesa).

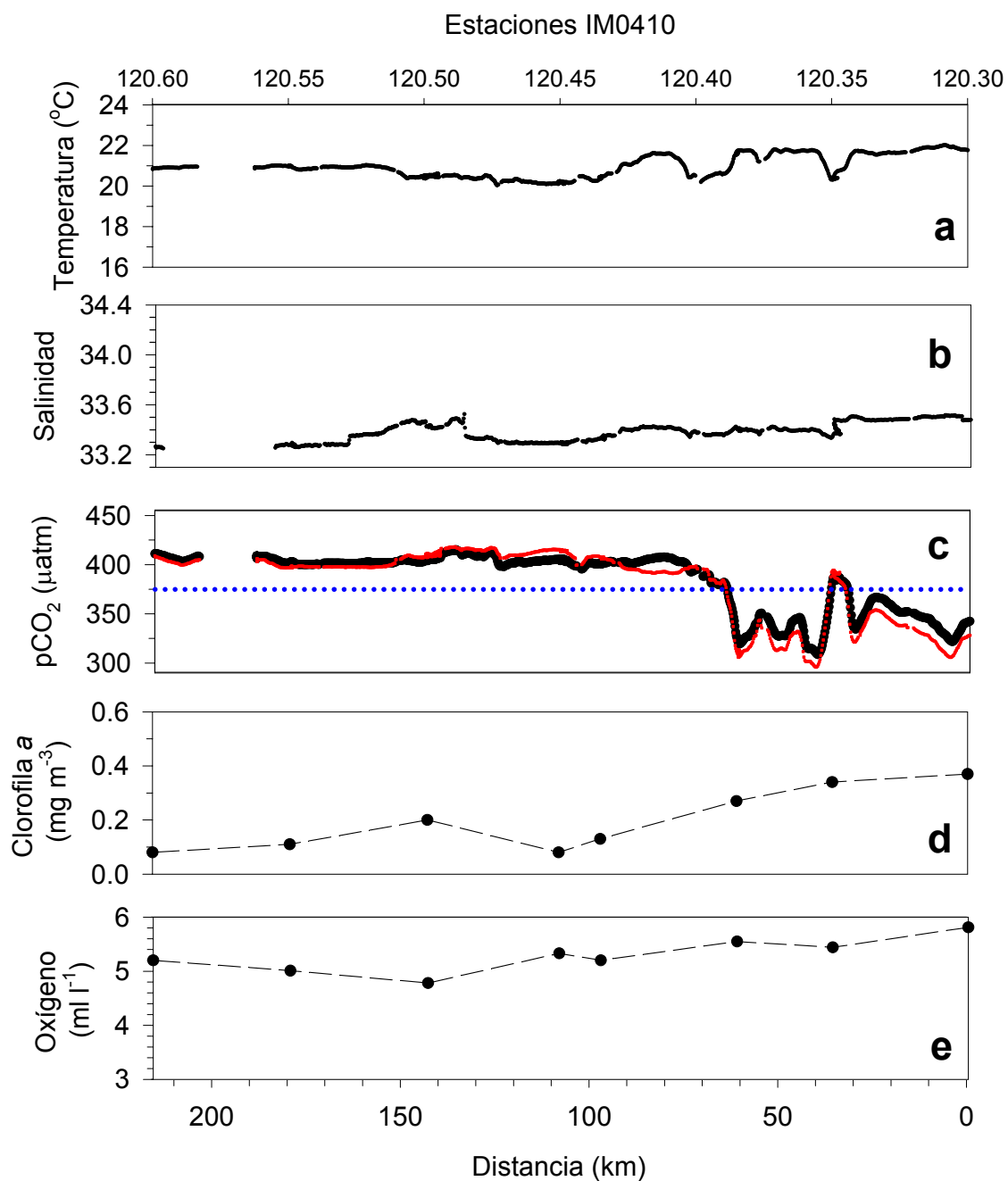


Figura 7.- Variación espacial continua sobre la línea 120 para otoño (IM0410): (a) temperatura, (b) salinidad, (c) pCO₂, (d) clorofila-*a* media entre 0 y 10m y (e) oxígeno disuelto media entre 0 y 10m. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa. En el transecto de la pCO₂ (c) se muestra la pCO_{2atm} (línea punteada), pCO₂ normalizada por la media de temperatura a 20.7 °C (pCO₂^{20.7}) (línea delgada) y la pCO₂ *in situ* (línea gruesa).

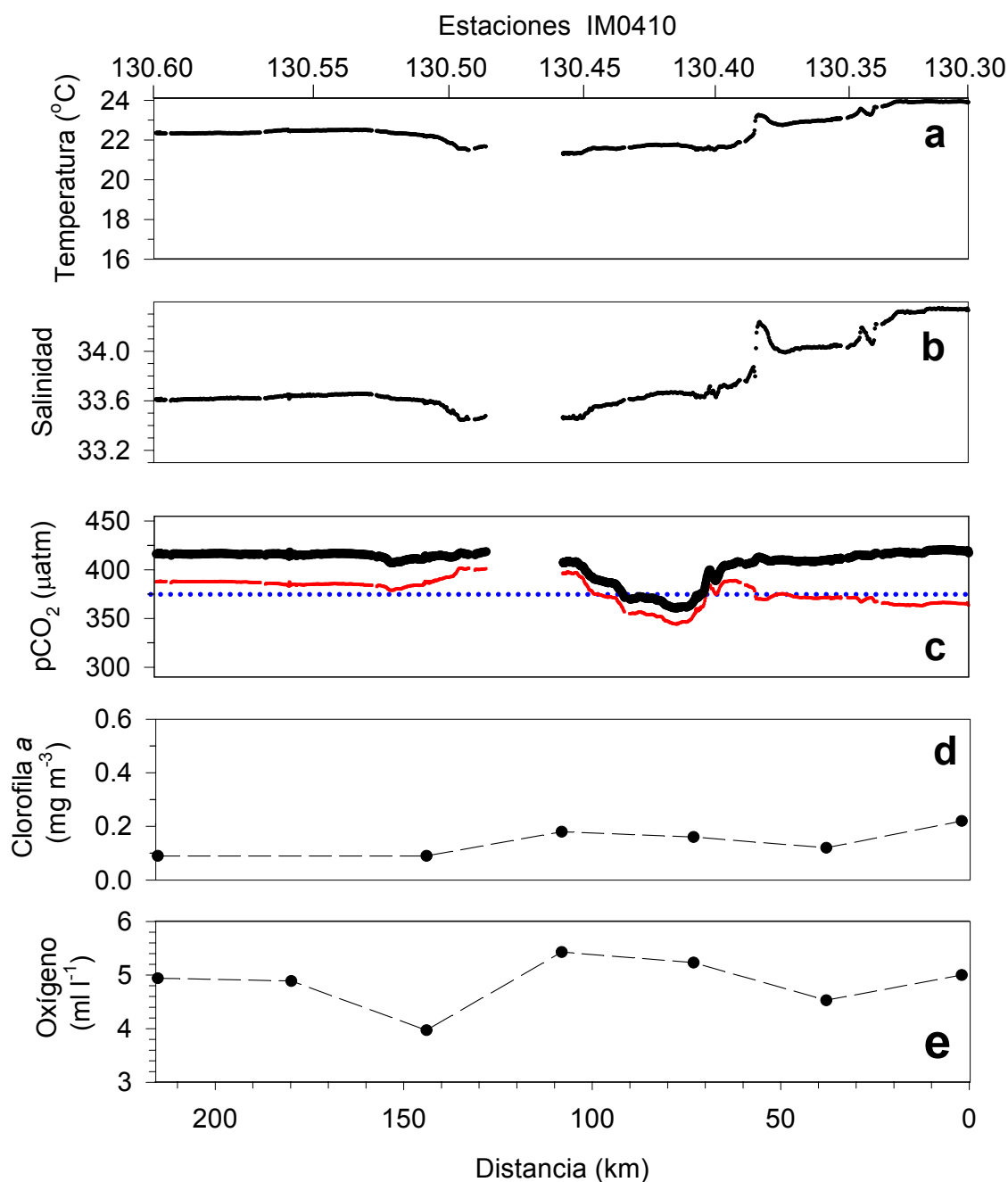


Figura 8.- Variación espacial continua sobre la línea 130 para otoño (IM0410): (a) temperatura, (b) salinidad, (c) pCO_2 , (d) clorofila-*a* media entre 0 y 10m y (e) oxígeno disuelto media entre 0 y 10m. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa. En el transecto de la pCO_2 (c) se muestra la pCO_{2atm} (línea punteada), pCO_2 normalizada por la media de temperatura a 20.7 °C ($pCO_2^{20.7}$) (línea delgada) y la pCO_2 *in situ* (línea gruesa).

Los valores de $p\text{CO}_2$ y $p\text{CO}_2^T$ oceánicos mostraron poca variabilidad después de los 100 km a partir de la primera estación costera (Fig. 5c, 6c, 7c, 8c); lo que indica que en esta zona hay baja producción biológica ya que hubo valores bajos en la concentración de clorofila-*a* (Fig. 5d, 6d, 7d, 8d). La zona costera es la que tuvo la mayor variación. Sobre la línea 103 (Fig. 5a) el agua superficial con baja temperatura ($\sim 16^\circ\text{C}$) estuvo asociada a alto de $p\text{CO}_2$. La variabilidad encontrada en zona costera de la línea 117 (Fig. 6a, 6c) pudo deberse a la influencia de agua superficial ligeramente más fría transportada por la corriente hacia esta zona (Goericke, 2005). Las mayores fluctuaciones de la $p\text{CO}_2$ se presentaron en las estaciones de la línea 120 que están dentro de Bahía Vizcaíno (Fig. 7c). Esta es una bahía somera (~ 50 m) y aunque la temperatura fue relativamente alta, los valores de $p\text{CO}_2$ fueron inferiores a la $p\text{CO}_{2\text{atm}}$. Esto podría deberse al consumo del CO_2 por el fitoplancton ya que hubo un incremento en la clorofila-*a* (Fig. 7d), comparable sólo con la concentración encontrada en la costa de la línea 103.

Sobre la línea 130 la zona costera presentó valores de temperatura por arriba de 23°C , asociados con salinidades mayores de 34. Esto indica la intrusión de agua tropical, con un gradiente hacia mar abierto después de los primeros 20 km en relación a la estación más cercana a la costa. Después de los 20 km hay un gradiente con una disminución de $\sim 0.5^\circ\text{C}$ cada 10 km el cual se extiende hasta 50 km. Después el gradiente desaparece para incrementarse nuevamente cerca de la estación 130.50. La salinidad por su parte sigue el mismo comportamiento, sólo que el gradiente se extiende hasta 110 km, disminuyendo 0.06 unidades de salinidad por cada 10 km, hasta alcanzar la salinidad más baja de 33.4 cerca de la estación 130.45 (Fig. 8b). Esta salinidad se mantuvo por ~ 30 km y se

incrementó nuevamente hasta alcanzar 33.6 en los primeros 20 km. A partir de ahí se mantuvo sin muchos cambios hasta la estación 130.60. Esto debido a la confluencia de corrientes que se presentó entre las estaciones 130.40 y 130.45 (Goericke *et al.*, (2005). Este choque de corrientes produjo un frente entre las estaciones 130.40 y 130.35 afectando los valores de temperatura y salinidad (Figs 8a, 8b). Sin embargo, la $p\text{CO}_2$ no mostró esta misma distribución, sino que disminuyó abruptamente entre las estaciones donde ocurrió el choque. La disminución de $p\text{CO}_2$ se relacionó con un ligero incremento de la clorofila-*a* y del oxígeno disuelto (Figs. 8d, 8e), como consecuencia de la intrusión de agua rica en fitoplancton proveniente del giro que se presentó en la zona oceánica y que de acuerdo a la dirección de la corriente fue transportada hacia línea 130 (Goericke *et al.*, 2005).

Durante enero las diferencias entre la $p\text{CO}_2$ y la $p\text{CO}_2^T$ en las líneas 103, 117, 120 y 130 fueron muy bajas, disminuyendo aun más de norte a sur (Figs. 9c, 10c, 11c, 12c). En la línea 130 no hubo diferencias entre ambos valores. Además, los datos medidos en este crucero estuvieron ligeramente por debajo de la $p\text{CO}_{2\text{atm}}$. Por otra parte, las variaciones en ambas zonas (costera y oceánica) fueron muy pequeñas, debido a que en este mes predominaron las aguas frías superficiales y con poca variabilidad. Las concentraciones de clorofila-*a* fueron menores a 0.5 mg m^{-3} excepto en la línea 120, donde se incrementó hasta valores de 1.2 mg m^{-3} entre las estaciones 120.40 y 120.45 (Fig. 11c). En esta misma línea hubo un incremento de temperatura y salinidad de $1.5 \text{ }^\circ\text{C}$ y 0.3 a partir de la estación 120.45 con bajas concentración de oxígeno disuelto por la presencia de agua de origen tropical.

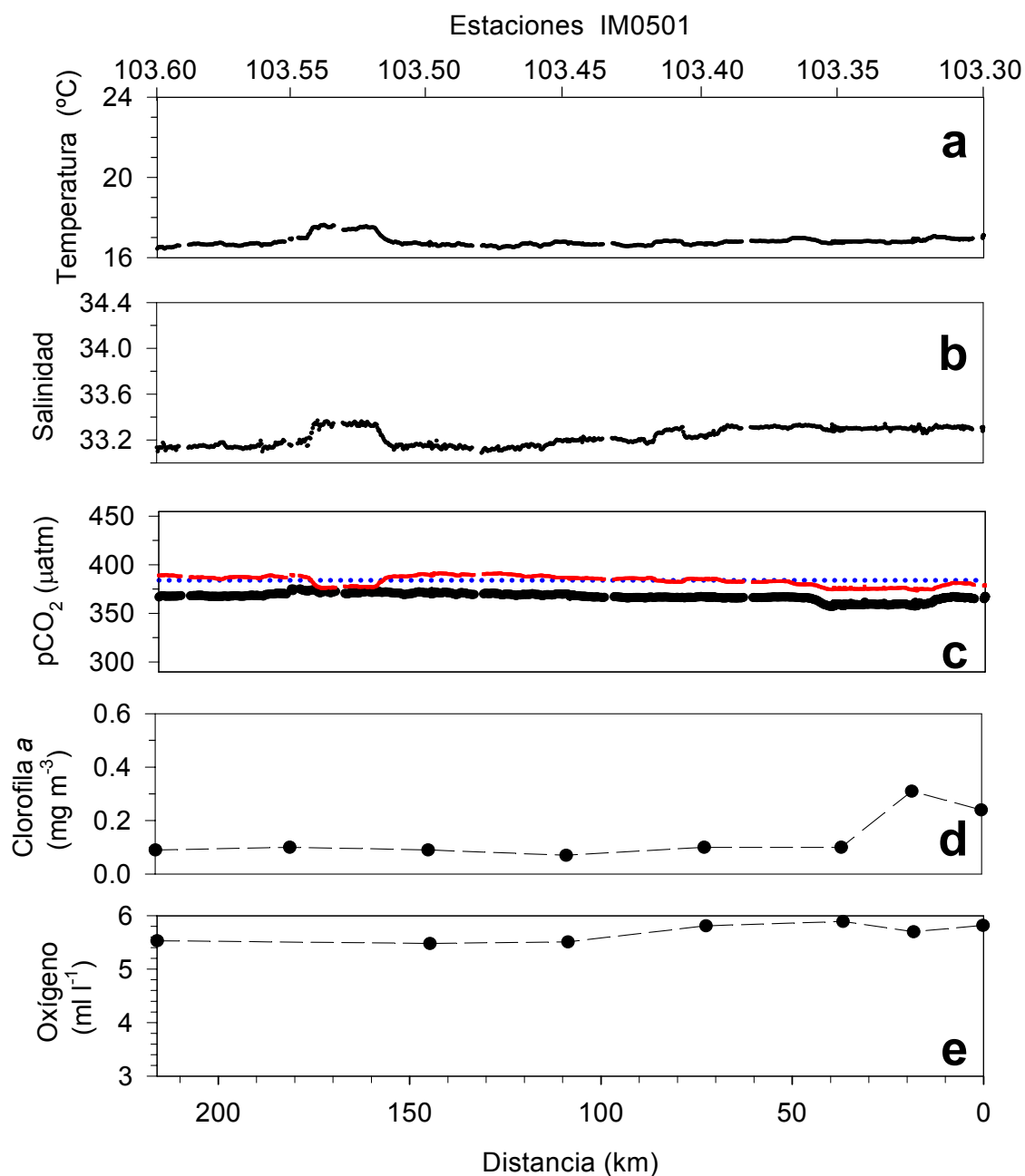


Figura 9.- Variación espacial continua sobre la línea 103 para invierno (IM0501): (a) temperatura, (b) salinidad, (c) pCO₂, (d) clorofila-*a* media entre 0 y 10m y (e) oxígeno disuelto media entre 0 y 10m. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa. En el transecto de la pCO₂ (c) se muestra la pCO_{2atm} (línea punteada), pCO₂ normalizada por la media de temperatura a 17.9 °C (pCO₂^{17.9}) (línea delgada) y la pCO₂ *in situ* (línea gruesa).

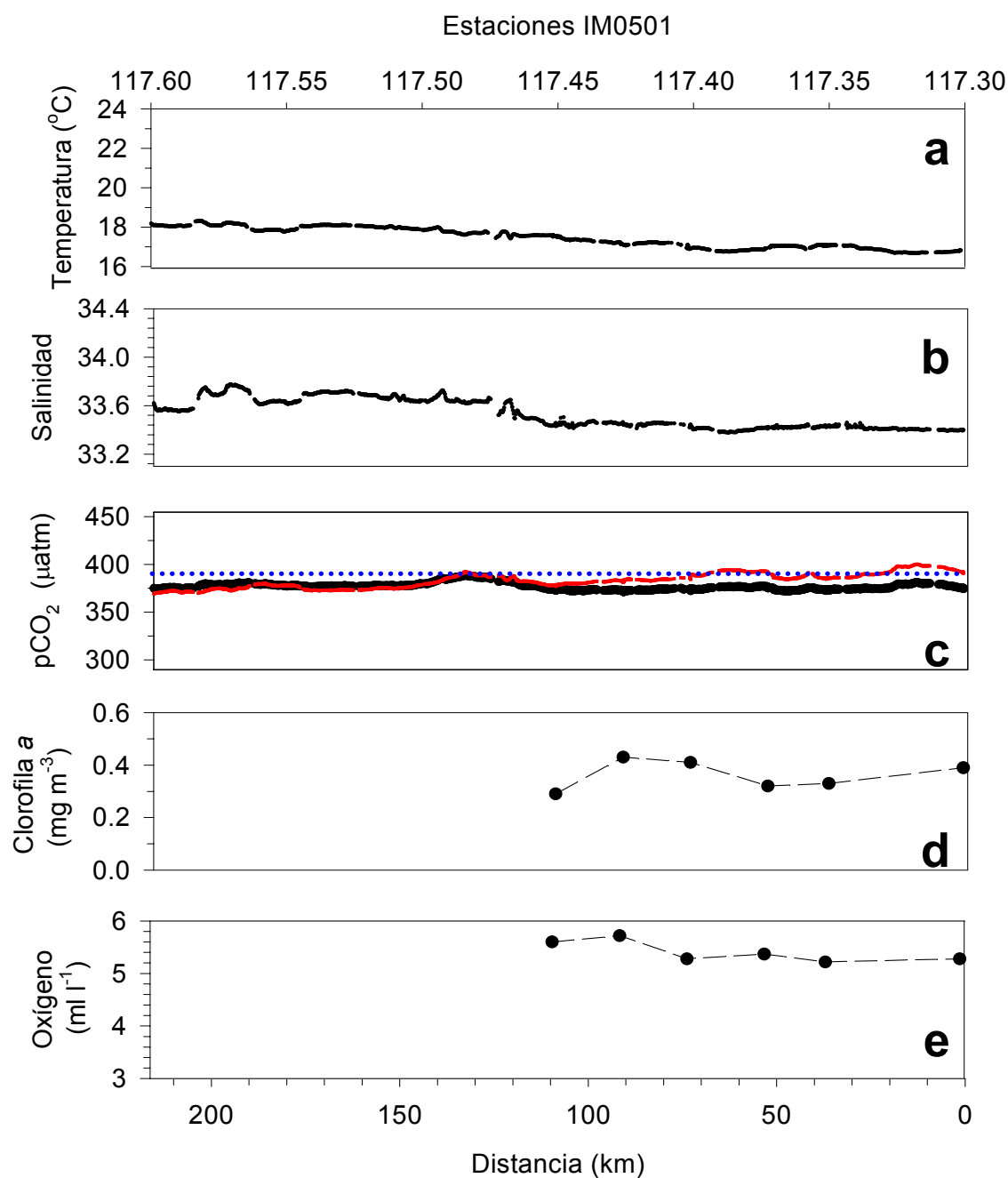


Figura 10.- Variación espacial continua sobre la línea 117 para invierno (IM0501): (a) temperatura, (b) salinidad, (c) pCO₂, (d) clorofila-*a* media entre 0 y 10m y (e) oxígeno disuelto media entre 0 y 10m. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa. En el transecto de la pCO₂ (c) se muestra la pCO_{2atm} (línea punteada), pCO₂ normalizada por la media de temperatura a 17.9 °C (pCO₂^{17.9}) (línea delgada) y la pCO₂ *in situ* (línea gruesa).

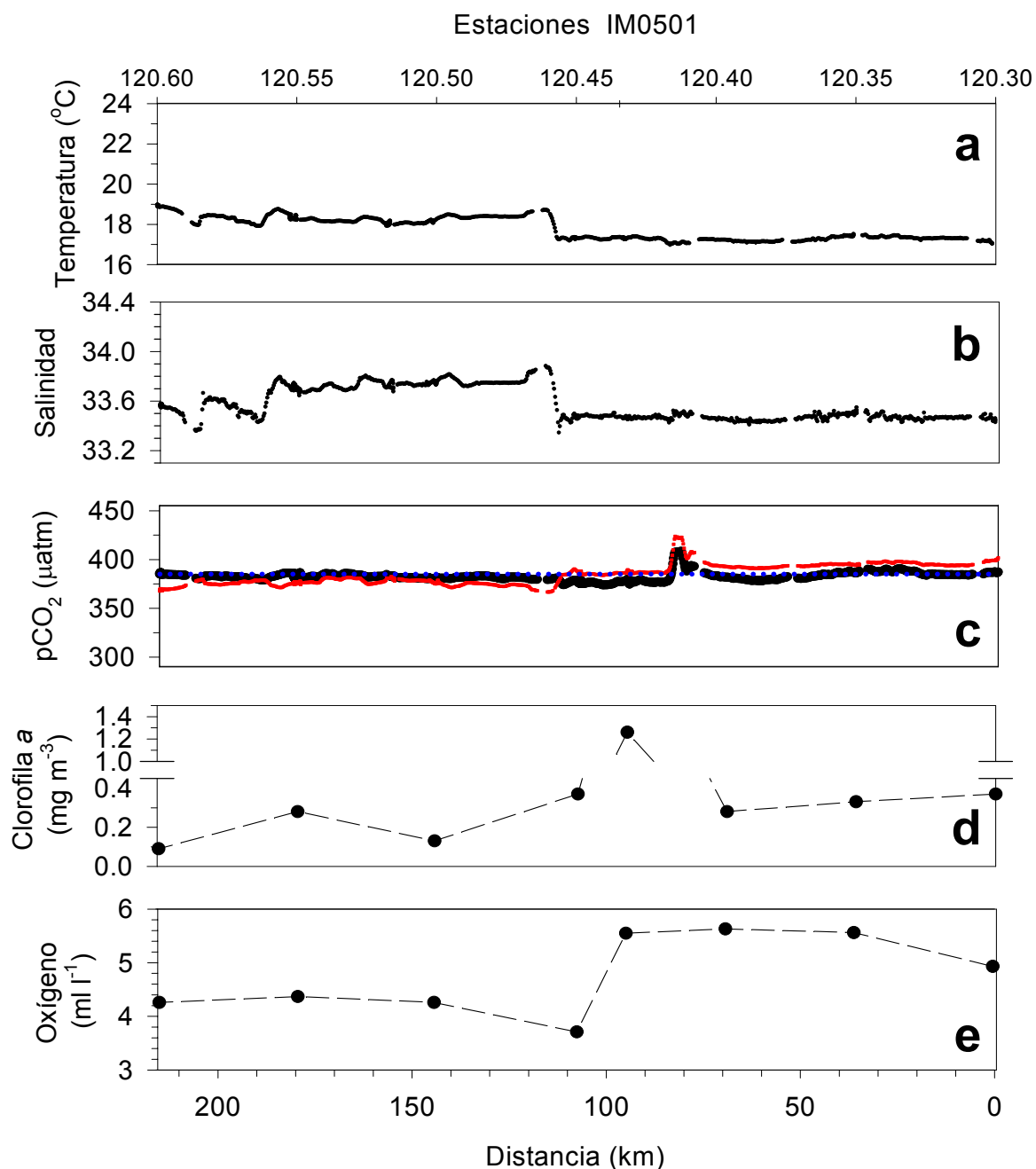


Figura 11.- Variación espacial continua sobre la línea 120 para invierno (IM0501): (a) temperatura, (b) salinidad, (c) pCO_2 , (d) clorofila-*a* media entre 0 y 10m y (e) oxígeno disuelto media entre 0 y 10m. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa. En el transecto de la pCO_2 (c) se muestra la pCO_{2atm} (línea punteada), pCO_2 normalizada por la media de temperatura a 17.9 °C ($pCO_2^{17.9}$) (línea delgada) y la pCO_2 *in situ* (línea gruesa).

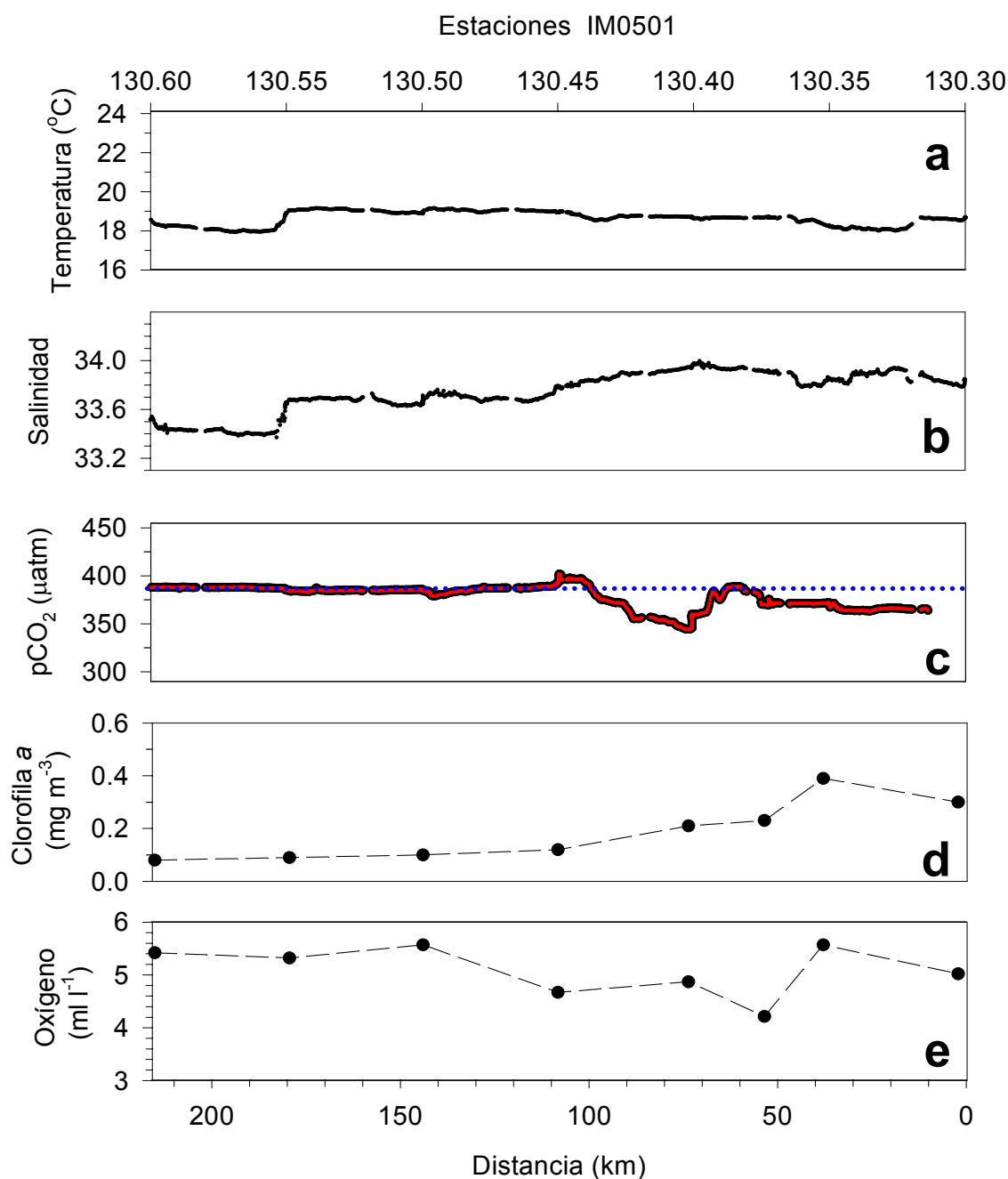


Figura 12.- Variación espacial continua sobre la línea 130 para invierno (IM0501): (a) temperatura, (b) salinidad, (c) pCO₂, (d) clorofila-*a* media entre 0 y 10m y (e) oxígeno disuelto media entre 0 y 10m. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa. En el transecto de la pCO₂ (c) se muestra la pCO_{2atm} (línea punteada), pCO₂ normalizada por la media de temperatura a 17.9 °C (pCO₂^{17.9}) (línea delgada) y la pCO₂ *in situ* (línea gruesa).

El incremento pequeño de $p\text{CO}_2$ y $p\text{CO}_2^T$ ($\sim 30 \mu\text{atm}$) cerca de la estación 120.40 podría estar asociado al cambio de la topografía entre la estación 120.45 y 120.40, la cual va de 2430 m a 45 m y en relación a la mezcla que pueden producir las corrientes superficiales. Este proceso de mezcla permitió un ligero incremento de clorofila-*a* y en el oxígeno disuelto (Figs. 11d, 11e).

En la línea 130 se aprecia un decremento de salinidad y temperatura de 0.3 y 1.5°C respectivamente en las últimas estaciones (Figs. 12a, 12b). Esto posiblemente debido a la influencia del giro que se presentó según muestra las corrientes geostróficas (figura 26 de Goerinke *et al.*, 2005). Sin embargo no hubo una respuesta en la $p\text{CO}_2$.

Durante abril las diferencia de $p\text{CO}_2$ y $p\text{CO}_2^T$ fueron aun menores que las ocurridas en enero y estas se situaron muy cercanas a $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ ($385 \mu\text{atm}$) (Figs. 13c, 14c, 15c, 16c). En la línea 103 se presentó un fuerte gradiente positivo costa-océano para la temperatura (4 °C), $p\text{CO}_2$ ($235 \mu\text{atm}$), $p\text{CO}_2^T$ ($165 \mu\text{atm}$), y negativo para la salinidad (-0.4), clorofila-*a* (-12 mg m^{-3}) y el oxígeno disuelto (-0.8 ml l^{-1}) en la estación más cercana a la costa. Este gradiente se extendió hasta los primeros 80 km mar adentro. Las altas concentraciones de la biomasa fitoplanctónica evidencian que la incorporación de CO_2 por el fitoplancton fue la causa de los valores bajos de $p\text{CO}_2$ y de la concentración alta de oxígeno disuelto.

Sobre la línea 117, la temperatura aumentó ($\sim 3 \text{ °C}$) de la costa hacia el océano (Fig. 14a). La salinidad, la $p\text{CO}_2$ y la $p\text{CO}_2^T$ presentaron un incremento en la zona oceánica alrededor de la 117.50, debido a la presencia de un giro ciclónico, aunque no fue muy notorio en la temperatura superficial.

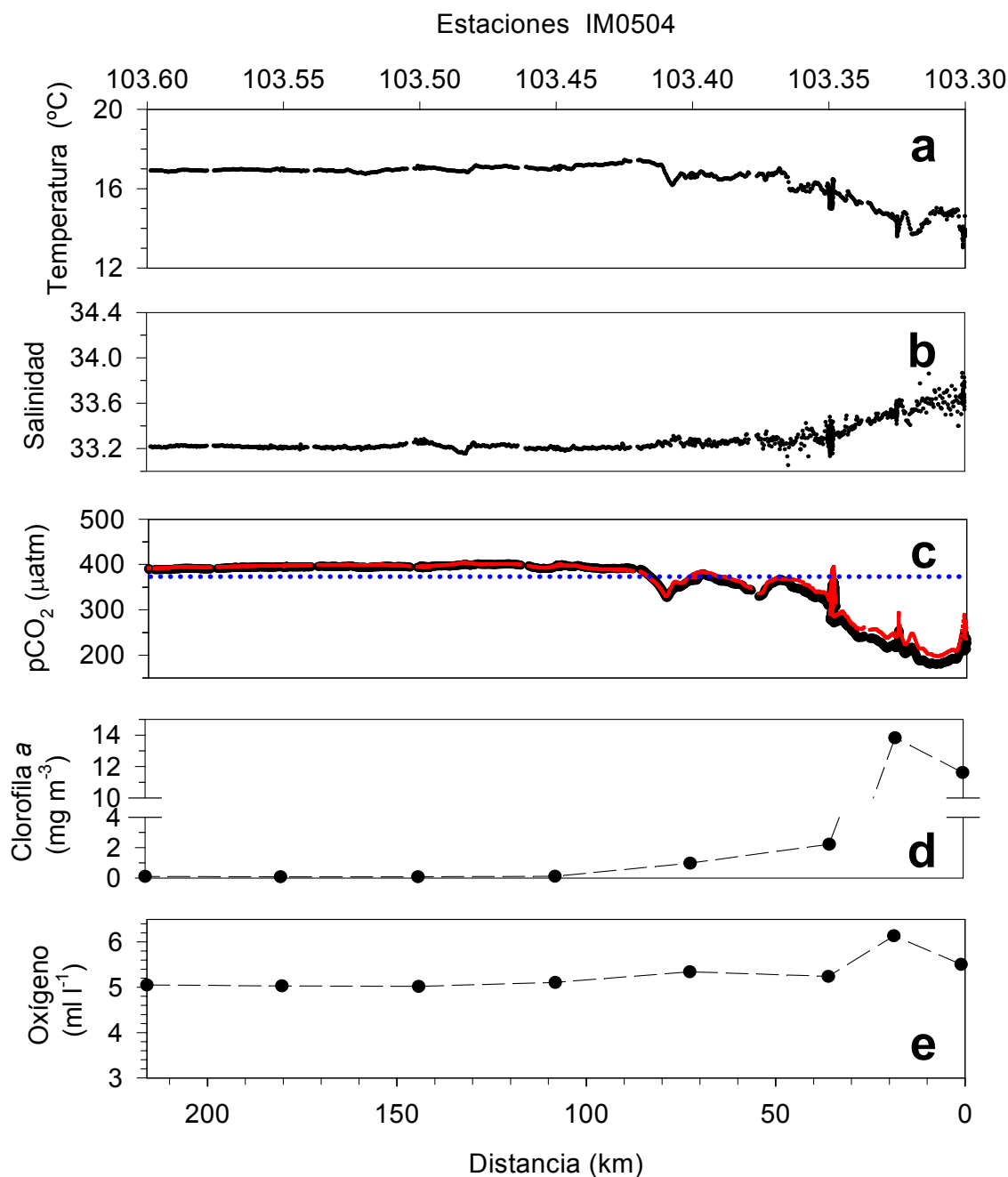


Figura 13.- Variación espacial continua sobre la línea 103 para invierno (IM0504): (a) temperatura, (b) salinidad, (c) pCO₂, (d) clorofila-*a* media entre 0 y 10m y (e) oxígeno disuelto media entre 0 y 10m. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa. En el transecto de la pCO₂ (c) se muestra la pCO_{2atm} (línea punteada), pCO₂ normalizada por la media de temperatura a 17.2 °C (pCO₂^{17.2}) (línea delgada) y la pCO₂ *in situ* (línea gruesa).

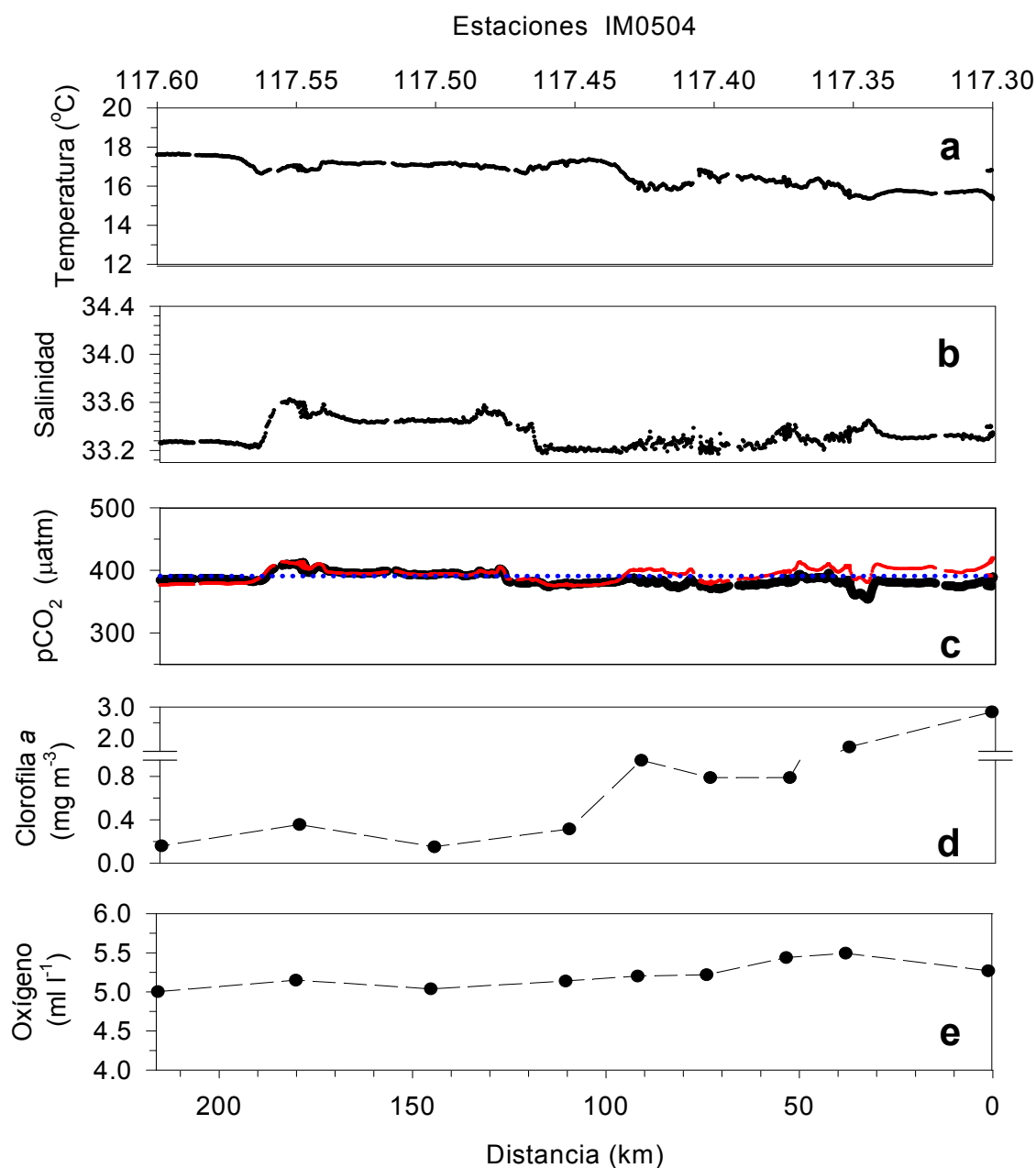


Figura 14.- Variación espacial continua sobre la línea 117 para invierno (IM0504): (a) temperatura, (b) salinidad, (c) pCO₂, (d) clorofila-*a* media entre 0 y 10m y (e) oxígeno disuelto media entre 0 y 10m. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa. En el transecto de la pCO₂ (c) se muestra la pCO_{2atm} (línea punteada), pCO₂ normalizada por la media de temperatura a 17.2 °C (pCO₂^{17.2}) (línea delgada) y la pCO₂ *in situ* (línea gruesa).

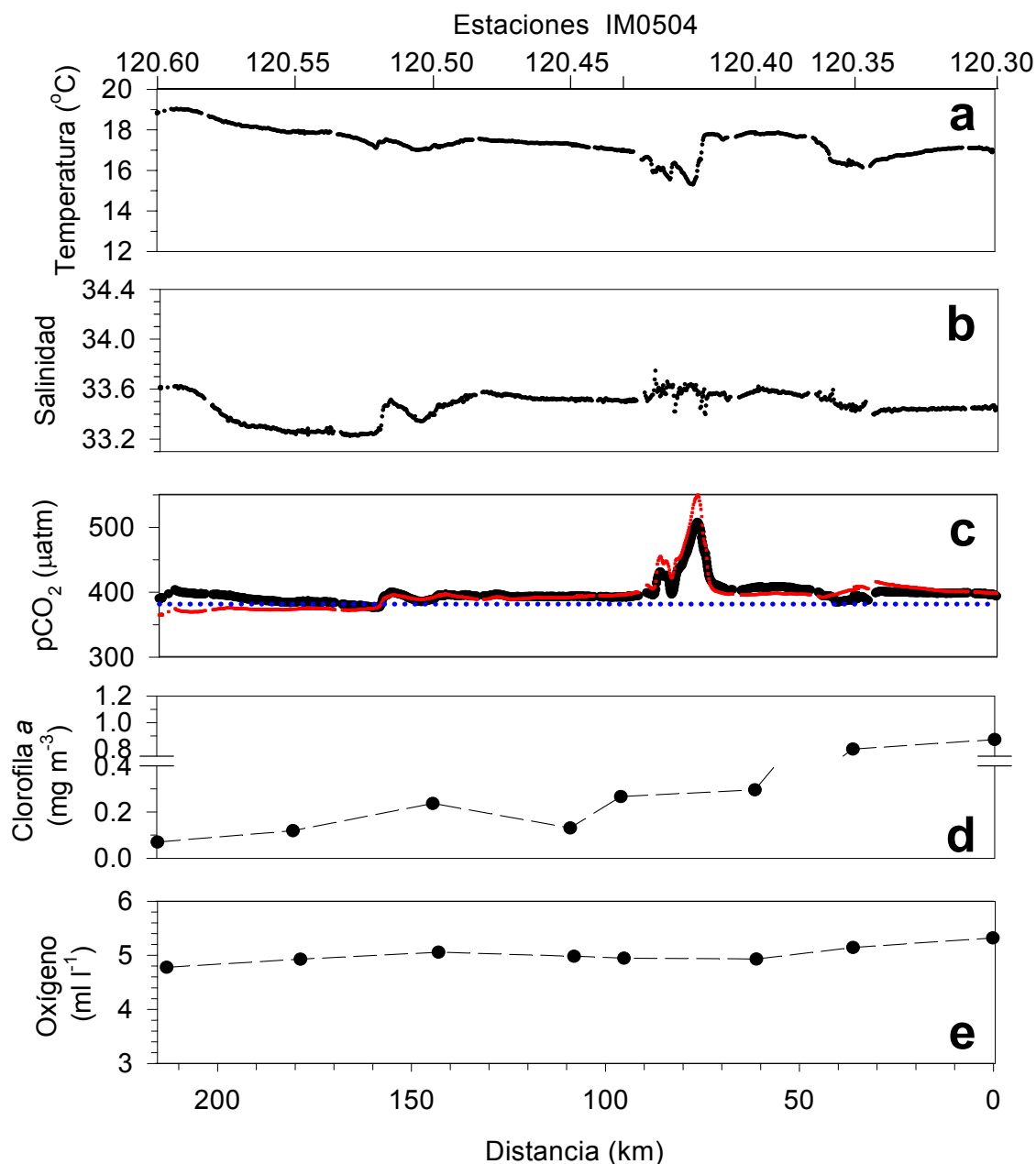


Figura 15.- Variación espacial continua sobre la línea 120 para invierno (IM0504): (a) temperatura, (b) salinidad, (c) pCO₂, (d) clorofila-a media entre 0 y 10 m y (e) oxígeno disuelto media entre 0 y 10 m. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa. En el transecto de la pCO₂ (c) se muestra la pCO_{2atm} (línea punteada), pCO₂ normalizada por la media de temperatura a 17.2 °C (pCO₂^{17.2}) (línea delgada) y la pCO₂ *in situ* (línea gruesa).

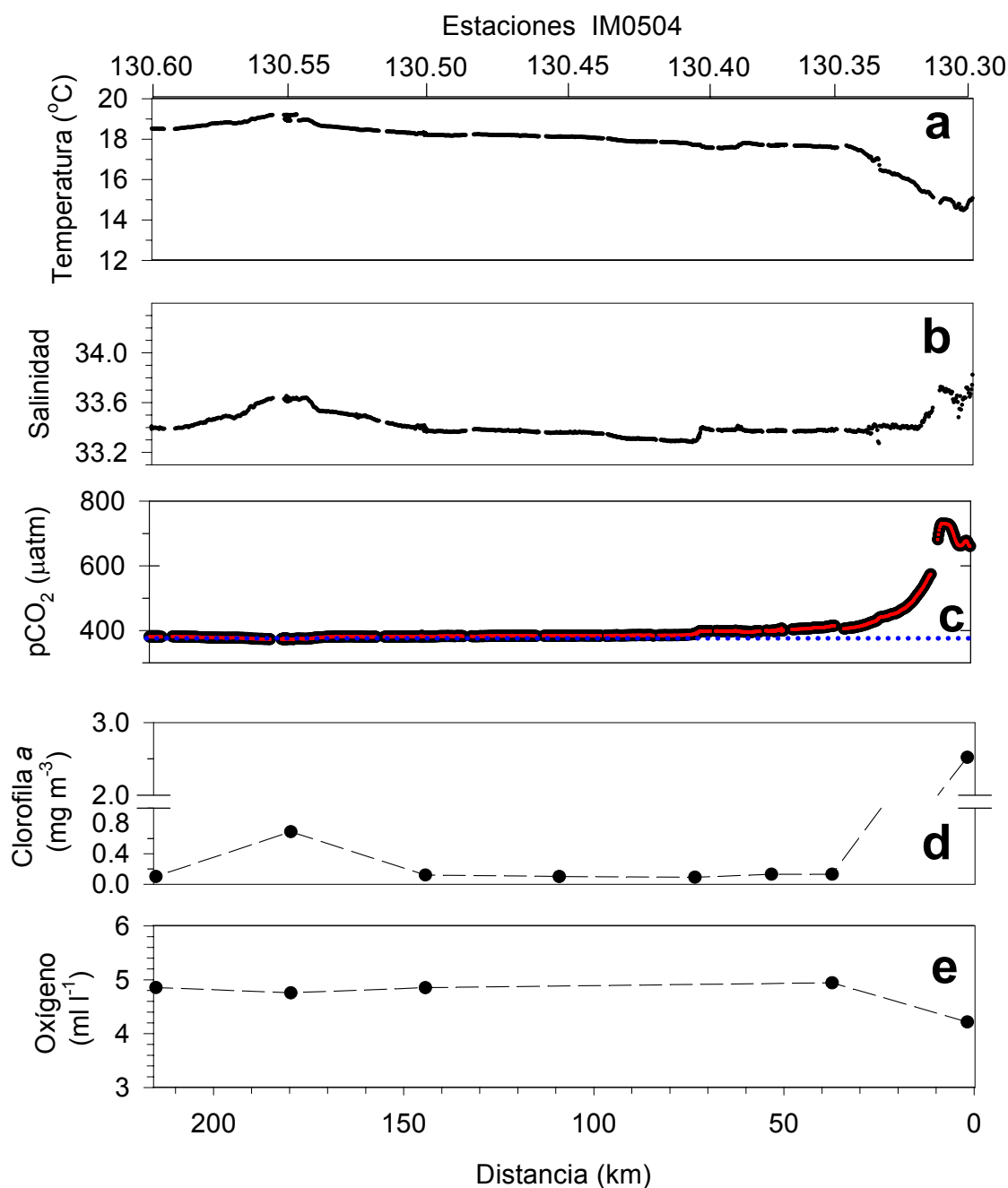


Figura 16.- Variación espacial continua sobre la línea 103 para invierno (IM0504): (a) temperatura, (b) salinidad, (c) pCO₂, (d) clorofila-*a* media entre 0 y 10 m y (e) oxígeno disuelto media entre 0 y 10 m. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa. En el transecto de la pCO₂ (c) se muestra la pCO_{2atm} (línea punteada), pCO₂ normalizada por la media de temperatura a 17.2 °C (pCO₂^{17.2}) (línea delgada) y la pCO₂ *in situ* (línea gruesa).

En las estaciones costeras los valores de clorofila-*a* fueron altos pero no tuvieron influencia aparente sobre la $p\text{CO}_2$ (Figs. 14c, 14d). Con estos valores de clorofila-*a* se esperaba que hubiese un consumo significativo de CO_2 tal que pudiera ser registrado al medir la $p\text{CO}_2$ pero la respuesta biológica no es tan inmediata como para que pueda ser medida como sucedió en la línea 103.

Sobre la línea 120 hubo un incremento de $p\text{CO}_2$ y $p\text{CO}_2^T$ cerca de la estación 120.40 (Fig. 15c) similar al medido en enero (Fig. 11c). Sólo que esta vez los valores de temperatura y clorofila-*a* fueron bajos y en cambio la salinidad aumentó ligeramente y $p\text{CO}_2$ y $p\text{CO}_2^T$ aumentaron considerablemente ($\sim 500 \mu\text{atm}$). Esto se puede asociar a un evento de surgencia moderado, puesto que la temperatura disminuyó $\sim 2^\circ\text{C}$ y la salinidad aumento 0.1 unidad, con respecto a los valores de la línea 103 y 130 ($\sim 3^\circ\text{C}$ y ~ 0.3 unidades de salinidad). Por otra parte, en la región oceánica los valores de temperatura, salinidad y $p\text{CO}_2$ se incrementaron, no así la clorofila-*a* y el oxígeno disuelto, producto de una posible choque de corrientes como lo ocurrido en la línea 130 durante octubre (Fig. 8). Los valores de clorofila-*a* mayores a 1 mg m^{-3} dentro de la bahía no se asociaron con un efecto sobre la $p\text{CO}_2$ como sucedió en octubre. Sin embargo, los valores de $p\text{CO}_2$ estuvieron por arriba de la $p\text{CO}_{2\text{atm}}$, debido al posible efecto del incremento en la velocidad del viento (10 m/s, estación 119.33) lo que mantuvo más mezclada la columna de agua (Fig. 15).

En la línea 130 se presentó un gradiente positivo de costa a océano para la temperatura y el oxígeno disuelto y negativo para la salinidad, $p\text{CO}_2$, $p\text{CO}_2^T$ y la clorofila-*a* (Fig. 16). El gradiente de estas variables se extendió ~ 35 km (en referencia a la estación más cercana a la costa) mucho menor que el encontrado en la línea 103 (~ 80 km). Además,

las variables actuaron en sentido inverso pues los que fueron negativos en la línea 103 aquí fueron positivos y viceversa. Todas las variables indicaron un evento de surgencia reciente o tal vez aun en formación debido a que días antes de llegar a las estaciones costeras de la línea 130 hubo vientos $> 10\text{m/s}$ con rachas de 25 m/s y estos continuaron por espacio de dos días. Los valores de clorofila-*a* aunque relativamente altos son los que usualmente se han medido en la zona costera durante los meses de primavera.

V.5.- Producción primaria *in situ*

Durante el crucero de octubre se realizaron dos experimentos de producción primaria (PP), 11 en enero y 7 en abril. En general, los valores de PP *in situ* presentaron máximos subsuperficiales entre el 50 y el 30% $E_{O(PAR)}$ y mínimos alrededor de 0.1% $E_{O(PAR)}$. El intervalo de variación de PP fue de 0.2 a $1.8\text{ mgC m}^{-3}\text{ h}^{-1}$ para los cruceros de enero y abril. Durante enero la mayoría de los valores estuvieron por debajo de $1\text{ mgC m}^{-3}\text{ h}^{-1}$. Destacan las estaciones 120.55 y 123.45 al sur del área de estudio, que presentaron máximos de $1.7\text{ mgC m}^{-3}\text{ h}^{-1}$.

La media de la producción primaria integrada (PPi) en la zona eufótica obtenida para enero (IM0501) fue $44.8 \pm 20.6\text{ mgC m}^{-2}\text{ h}^{-1}$ y de $56.8 \pm 21.9\text{ mgC m}^{-2}\text{ h}^{-1}$ en abril con una dispersión similar en ambos cruceros.

Cantú-Ontiveros (2004) y Cepeda-Morales (2004) regionalizaron la zona del IMECOCAL en base a la PPi siguiendo los criterios para las masas de agua descritos por Gómez-Valdés y Vélez-Muñoz (1982), de forma que de la línea 100 hasta la línea 117 comprende la región I y de la línea 120 hasta la 137 comprende la región II. Continuando

con éste criterio se observó que durante invierno la región II fue más productiva que la región I, mientras que en primavera fue lo inverso (Tabla II). Los valores obtenidos en este estudio fueron bajos en comparación a los encontrados por Cantú-Ontiveros (2004) para enero y abril del 2003.

Tabla II.- Promedio de los valores de la producción primaria integrada en la zona eufótica (PPi; $\text{mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) separado por regiones y por cruceros. La n representa el número de los experimentos *in situ*.

	IM0410		IM0501		IM0504	
	PPi	n	PPi	n	PPi	n
Región I	41.10 ± 12.0	2	33.7 ± 15.9	5	65.6 ± 19.1	5
Región II	---	0	54.3 ± 18.1	6	34.7 ± 6.7	2
Promedio Región I y II	41.10 ± 12.0	2	44.8 ± 20.6	11	56.8 ± 21.9	7

V.6.- Parámetros Fotosintéticos

A partir de la producción normalizada por biomasa (P^B) y la irradiancia en el incubador ($E_{L(PAR)}$) se hizo un ajuste con la ecuación (7) de Jassby y Platt (1976), para obtener los parámetros fotosintéticos de los meses de enero y abril del 2005 (Fig. 17). El coeficiente de determinación obtenido para enero fue de 0.97 y de 0.88 para abril a un nivel de significancia de $\alpha = 0.05$. Los parámetros fotosintéticos (P_m^B y α^B) se presentan en la Tabla III, a la cual se le añadieron los reportados por Cantú-Ontiveros (2004) para octubre.

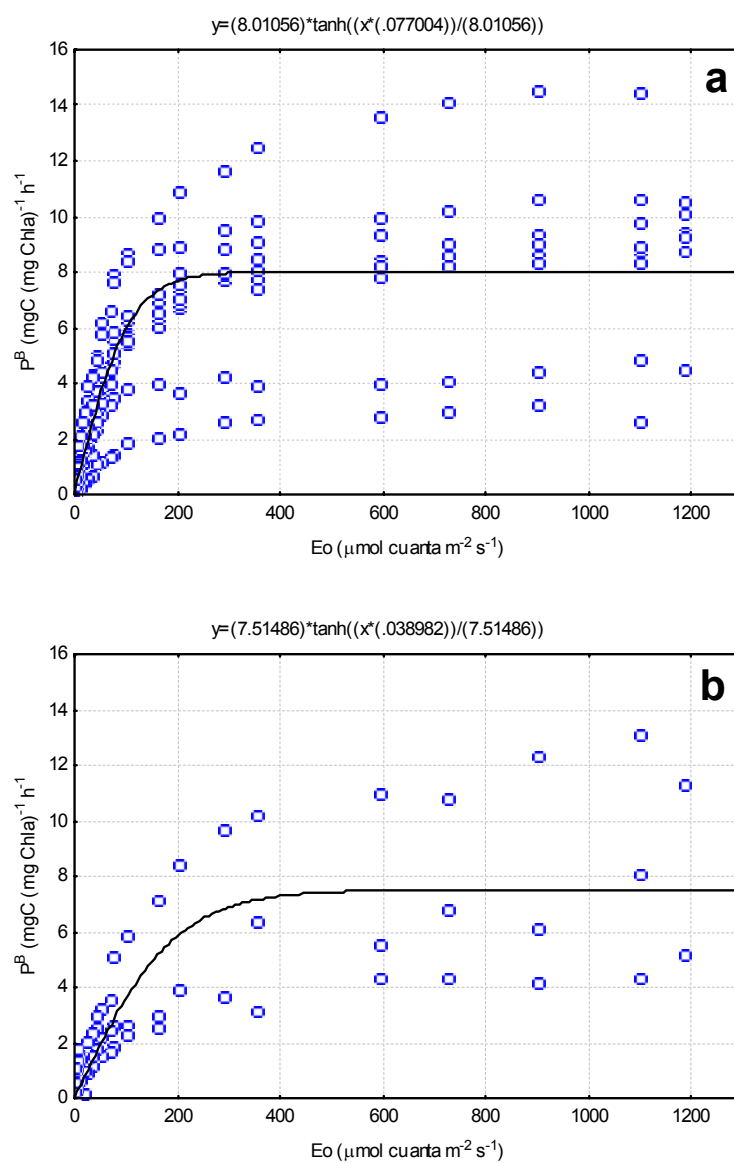


Figura 17.- Ajuste a la función hiperbólica descrita por Jassby y Platt (1976), de la producción primaria normalizada por clorofila-*a* (P^B) y la irradiancia de la lámpara ($E_{L(PAR)}$) para la obtención de los parámetros fotosintéticos de muestras tomadas a 30% $E_{0(PAR)}$. (a) Enero del 2005 y (b) Abril del 2005

Tabla III.- Media y desviación estándar de los parámetros fotosintéticos para enero y abril del 2005 obtenidos por medio del ajuste con la ecuación (7). Para octubre se usó la media de los octubres del 2000, 2001 y 2002.

Cruceros	P_m^B $\text{mgC (mg Chla h)}^{-1}$	α^B
		$\frac{\text{mgC (mg Chla h)}^{-1}}{\mu\text{moles cuantas m}^{-2} \text{ s}^{-1}}$
Octubre	5.17 ± 1.87	0.016 ± 0.008
Enero 2005	8.01 ± 0.02	0.077 ± 0.005
Abril 2005	7.52 ± 0.45	0.039 ± 0.006

V.7.- Producción primaria modelada (PP_m)

La variancia explicada entre la PP *in situ* a 100 % $EO_{(PAR)}$ y 30 % $EO_{(PAR)}$ de los experimentos realizados en los tres cruceros fue de 89% ($p < 0.05$). Esta alta correlación lineal ofrece la posibilidad de utilizar para los cálculos de producción primaria superficiales los valores de los parámetros fotosintéticos obtenidos a 30% $EO_{(PAR)}$ (Fig. 18a). Sin embargo, cuando se comparó la PP *in situ* con la producción primaria modelada (PP_m) superficial determinada a partir de la ecuación de Platt y Sathyendranath (1993) explicó el 56% de la relación (Fig. 18b).

Las medias de la PP_m superficial se muestran en la Tabla IV. Los resultados fueron separados por regiones (norte y sur) y por zonas (costa y océano). Las zonas fueron clasificadas a partir de las estaciones 45 de cada línea. De tal forma que las estaciones

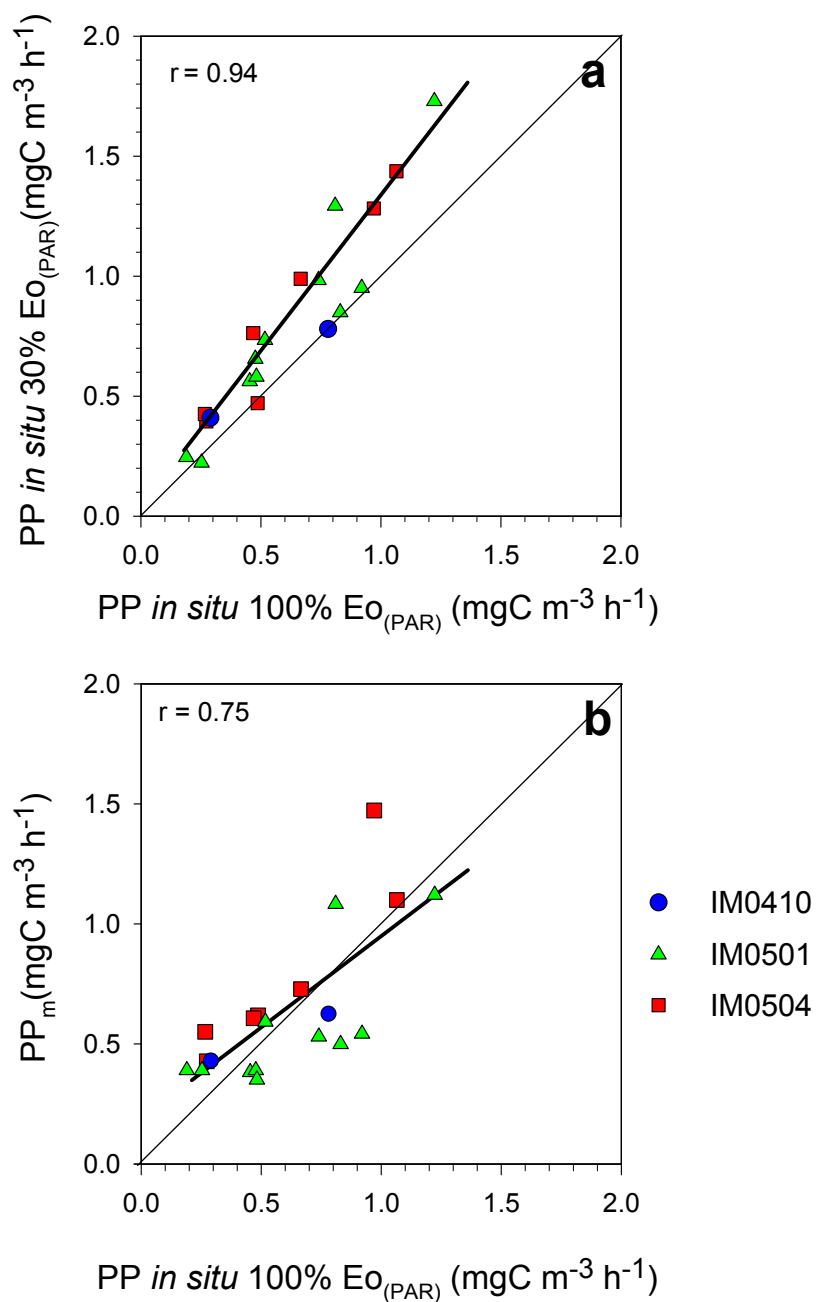


Figura 18.- Relaciones entre $PP \text{ in situ}$ al 100% $Eo_{(PAR)}$ ($mgC \text{ m}^{-3} h^{-1}$) contra (a) $PP \text{ in situ}$ al 30% $Eo_{(PAR)}$ y (b) con la producción primaria modelada (PP_m) para la superficie. Se muestra el coeficiente de correlación ($p < 0.05$) para cada grafica así como la tendencia (línea gruesa). La línea delgada es la tendencia si la relación fuese 1:1.

menores a las 45 ($\sim <100$ km) se consideraran costeras y de las estaciones 45 hasta las estaciones 60 se consideraron oceánicas ($\sim > 100$ km), coincidiendo con la división que hicieron Millán-Núñez *et al.*, (1996). En general la costa fue la zona más productiva en comparación con la zona oceánica para todos los cruceros y en ambas regiones. Sin embargo, en octubre la producción de la zona oceánica fue ligeramente mayor que la costera. También se aprecia que el mes de abril fue el más productivo de los tres cruceros efectuados.

Tabla IV.- Media y desviación estándar de la PP modelada (PP_m) superficial ($mgC\ m^{-3}\ h^{-1}$) durante los cruceros de otoño (IM0410) invierno (IM0501) y primavera (IM0504). La línea 120 separa la región del IMECOCAL en norte y sur y las estaciones 45 de todas las líneas divide las zonas en costeras y oceánicas.

Regiones	Zonas	IM0410	IM0501	IM0504
I (Norte)	Costa	1.0 ± 0.9	1.7 ± 0.9	18.5 ± 24.8
I (Norte)	Océano	0.5 ± 0.1	1.0 ± 0.4	0.9 ± 0.5
II (Sur)	Costa	0.9 ± 0.5	1.3 ± 1.5	3.5 ± 4.4
II (Sur)	Océano	1.0 ± 1.0	0.7 ± 0.4	0.9 ± 0.9

V.8.- Efecto de la producción primaria sobre pCO_2

La producción primaria *in situ* de los dos (enero, abril) cruceros fue relacionada con la pCO_2 , pCO_2^T , con una temperatura media de $17.513\ ^\circ C$ con el fin de poder compararlos (Fig 19). A pesar de ser pocos puntos se aprecia una tendencia negativa donde los valores

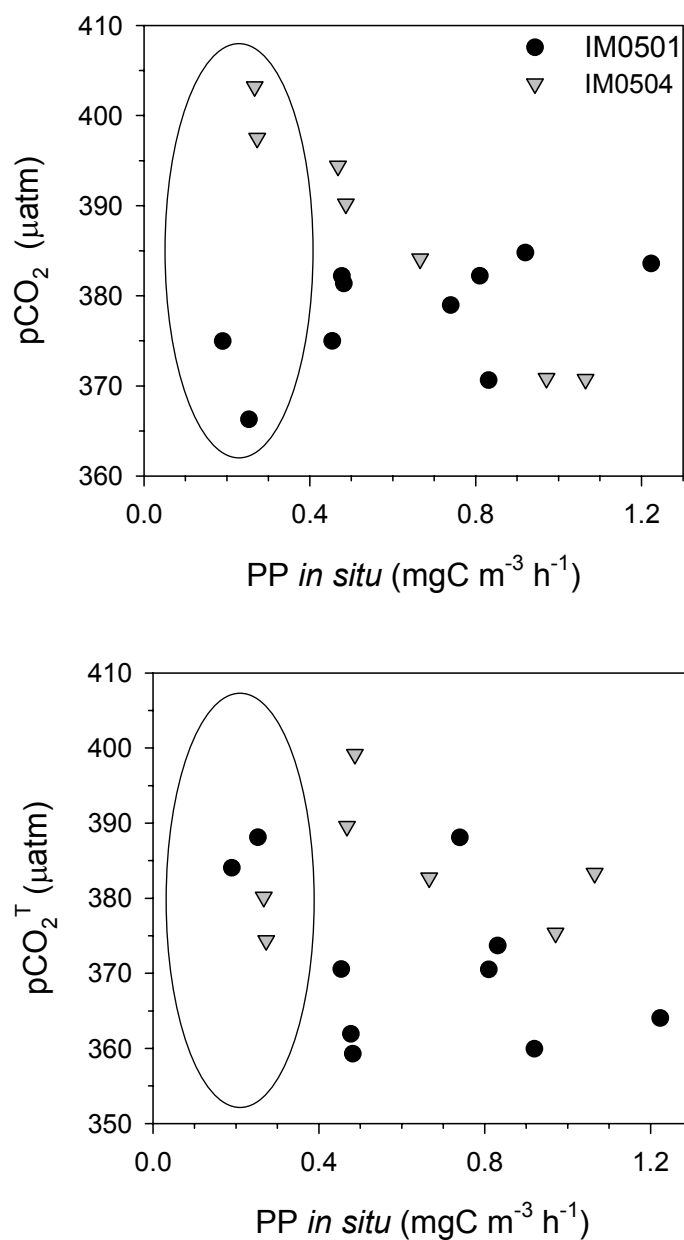


Figura 19.- Relación de la PP *in situ* (mgC m⁻³ h⁻¹) a 100% E_{O(PAR)} con (a) pCO₂ y (b) pCO₂^T, normalizada a una temperatura de 17.5 °C para los cruceros IM0501 y IM0504. Los círculos muestran las estaciones donde ocurrió una mayor diferencia de temperatura entre la media y la *in situ*.

$p\text{CO}_2$ disminuyen a medida que aumenta la producción primaria. El coeficiente de determinación para ambas relaciones fue bajo (0.095; 0.093) y estadísticamente no significativa. La normalización de los valores de $p\text{CO}_2$ por temperatura ($p\text{CO}_2^T$) hizo que puntos más alejados de la media se movieran $\sim \pm 20 \mu\text{atm}$ como es el caso de los valores que están encerrados en una ovalo y que corresponden a las estaciones 100.50, 103.55 (IM0501) y 120.60, 130.50 (IM0504), donde se registraron valores bajos de PP.

Puesto que el oxígeno disuelto es un subproducto de la fotosíntesis (Falkowski y Raven, 1997) se espera que al reducirse la concentración de $p\text{CO}_2$ por el consumo del $\text{CO}_{2\text{ac}}$ durante el trabajo fotoquímico realizado por el fitoplancton, aumente la concentración del oxígeno disuelto y el porcentaje de saturación de oxígeno. Esta última relación produce un gráfico donde hay cuatro secciones separadas por el cruce de la rectas que parten del equilibrio del $\Delta p\text{CO}_2$ y del 100% de saturación de oxígeno disuelto (%Sat) como se muestra en la Figura 20.

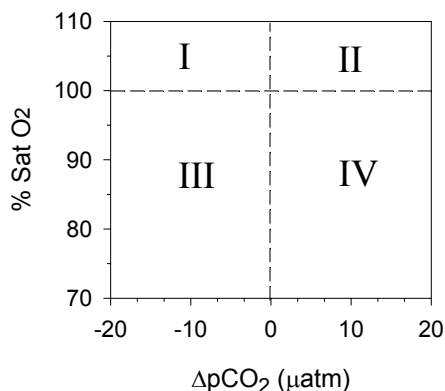


Figura 20.- Esquema de la relación entre la $\Delta p\text{CO}_2$ y el %Sat de oxígeno, ver texto.

La sección I se relaciona con alto contenido de oxígeno en el medio y con concentraciones menores de $\text{CO}_{2\text{ac}}$ registrando valores negativos de ΔpCO_2 . Esto ocurre cuando hay una alta producción primaria debido a que la biomasa del fitoplancton es alta y demandan un alto consumo de $\text{CO}_{2\text{ac}}$ generando un exceso de oxígeno. Esto se podría presentar durante una pos-surgencia, o después de un aporte de nutrientes inorgánicos de origen pluvial en la zona costera. En la zona IV hay un exceso de $\text{CO}_{2\text{ac}}$ y una subsaturación de oxígeno disuelto con una posible baja biomasa del fitoplancton. Este escenario podría ocurrir durante el inicio de una surgencia, donde predominan los efectos físicos, como la advección vertical, con el transporte de agua subsuperficial hacia la superficie incrementando el aporte de $\text{CO}_{2\text{ac}}$ y por lo tanto de la pCO_2 . Las zonas II y III son estados de transición entre las zonas I y IV. Por ejemplo un proceso que ocurre en la zona II sería un calentamiento de agua la cual incrementa la presión parcial del bióxido de carbono incrementando la ΔpCO_2 .

Se hizo un análisis de la PP por crucero para enero y abril donde además se usó el esquema de la Figura 20. Durante el crucero de enero el coeficiente de correlación fue 0.56 (Fig. 21a). Esto indica que la concentración de pCO_2 aumentó en vez de disminuir al incrementarse la PP, pero la tendencia se vuelve negativa al normalizar por la media de la temperatura del crucero [17.9 °C] (Fig. 21c). Esta tendencia positiva que cambió después de la normalización por la media de la temperatura del crucero puede indicarnos que durante este crucero la temperatura tuvo un efecto físico que imperó sobre la pCO_2 . Por otra parte la tendencia de la ΔpCO_2 fue similar a la del pCO_2 (Fig. 21b). Los valores

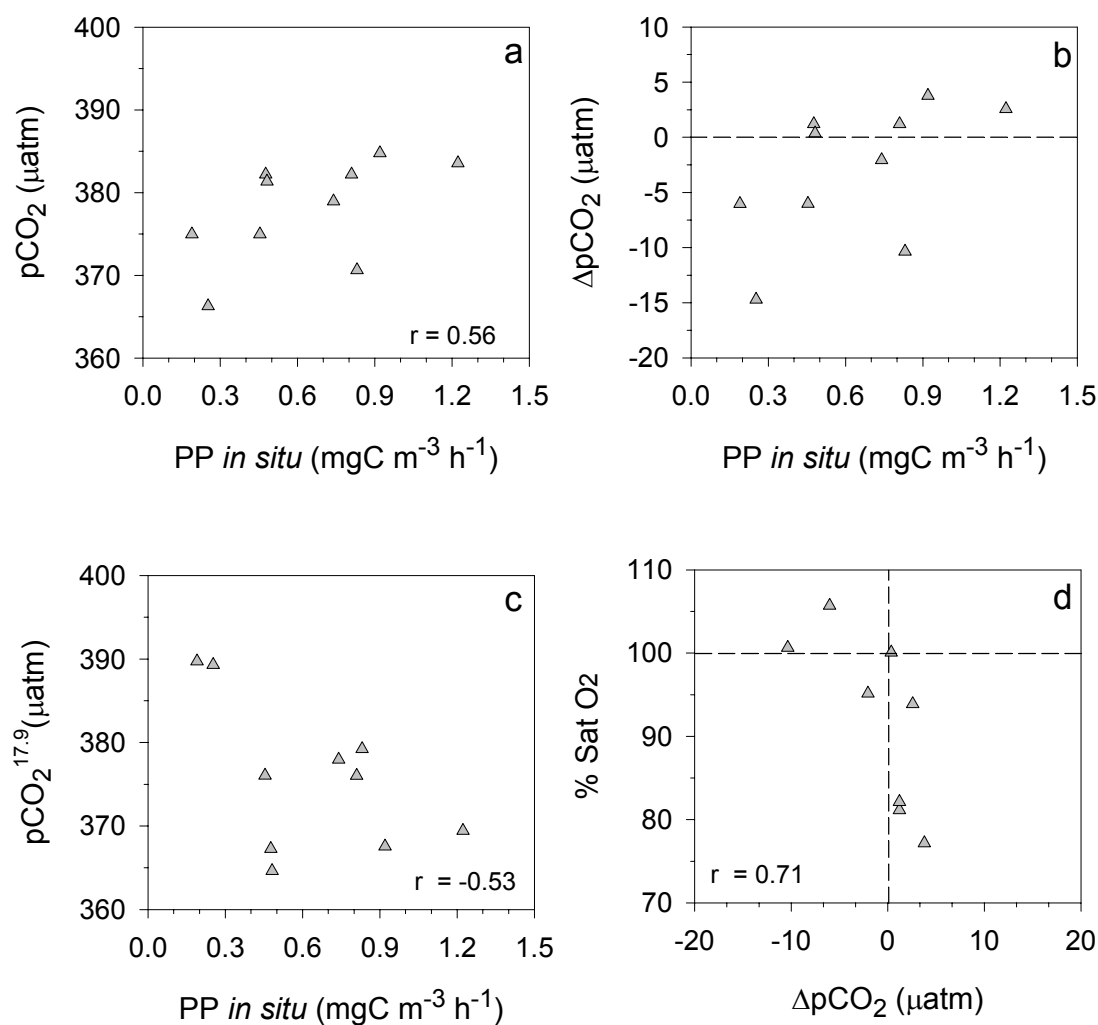


Figura 21.- Relación de la $PP \text{ in situ}$ ($\text{mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$) superficial en enero del 2005. (a) $p\text{CO}_2$ (μatm), (b) $\Delta p\text{CO}_2$ (μatm), (c) $p\text{CO}_2^T$ (μatm). (d) $\Delta p\text{CO}_2$ contra porcentaje de saturación de oxígeno ($\% \text{ Sat}$). La línea punteada sobre la $\Delta p\text{CO}_2$ indica condición de equilibrio entre la $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ y $p\text{CO}_{2\text{oceánico}}$ y sobre el $\% \text{ Sat}$ indica equilibrio entre el oxígeno disuelto y la capacidad de solubilidad del oxígeno disuelto.

negativos de la $\Delta p\text{CO}_2$ correspondieron a estaciones ubicadas al norte de la línea 120 (región I), mientras que al sur (región II) se encontraron valores positivos de $\Delta p\text{CO}_2$ (Fig. 21b). Estos valores positivos de $\Delta p\text{CO}_2$ correspondieron a valores bajos de %Sat y viceversa por lo que los puntos que se encontraron por arriba del 100% de saturación de oxígeno disuelto correspondieron a estaciones de la región I (Fig. 21d), donde predominaron aguas más frías.

Durante el crucero de abril la tendencia entre PP *in situ* y $p\text{CO}_2$ fue negativa y con un coeficiente de correlación lineal de -0.98 (Fig. 22a); indicando que la $p\text{CO}_2$ disminuyó al aumentar la PP. Los valores de la media de PP fue relativamente baja ya que la mayoría de las estaciones se ubicaron en la zona oceánica. La relación entre PP *in situ* y $p\text{CO}_2^T$ no mostró tendencia por lo cual el coeficiente de correlación disminuyó, debido a que las estaciones con menor productividad (120.60, 130.55) se ubicaron en la zona oceánica donde se registraron altos valores de temperatura ($\sim 18.9^\circ\text{C}$), y la media para abril fue de 17.16°C . Los valores más altos de PP *in situ* durante abril correspondieron a las estaciones más costeras (113.40 y 107.45) las cuales se asociaron a los valores más bajos de $\Delta p\text{CO}_2 \sim -14 \mu\text{atm}$ (Fig. 22b). Aunque en abril fue el período más productivo, el oxígeno disuelto no alcanzó los valores de sobresaturación. Las estaciones que presentaron los valores más altos de saturación de oxígeno disuelto ($\sim 93\%$) fueron precisamente las estaciones antes mencionadas ubicadas en la región I (Fig. 22d).

A partir de la clorofila-*a* se obtuvo la producción primaria modelada (PP_m). Durante otoño (Fig. 23) los valores más altos de PP_m fueron $4.9 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$, mientras que los

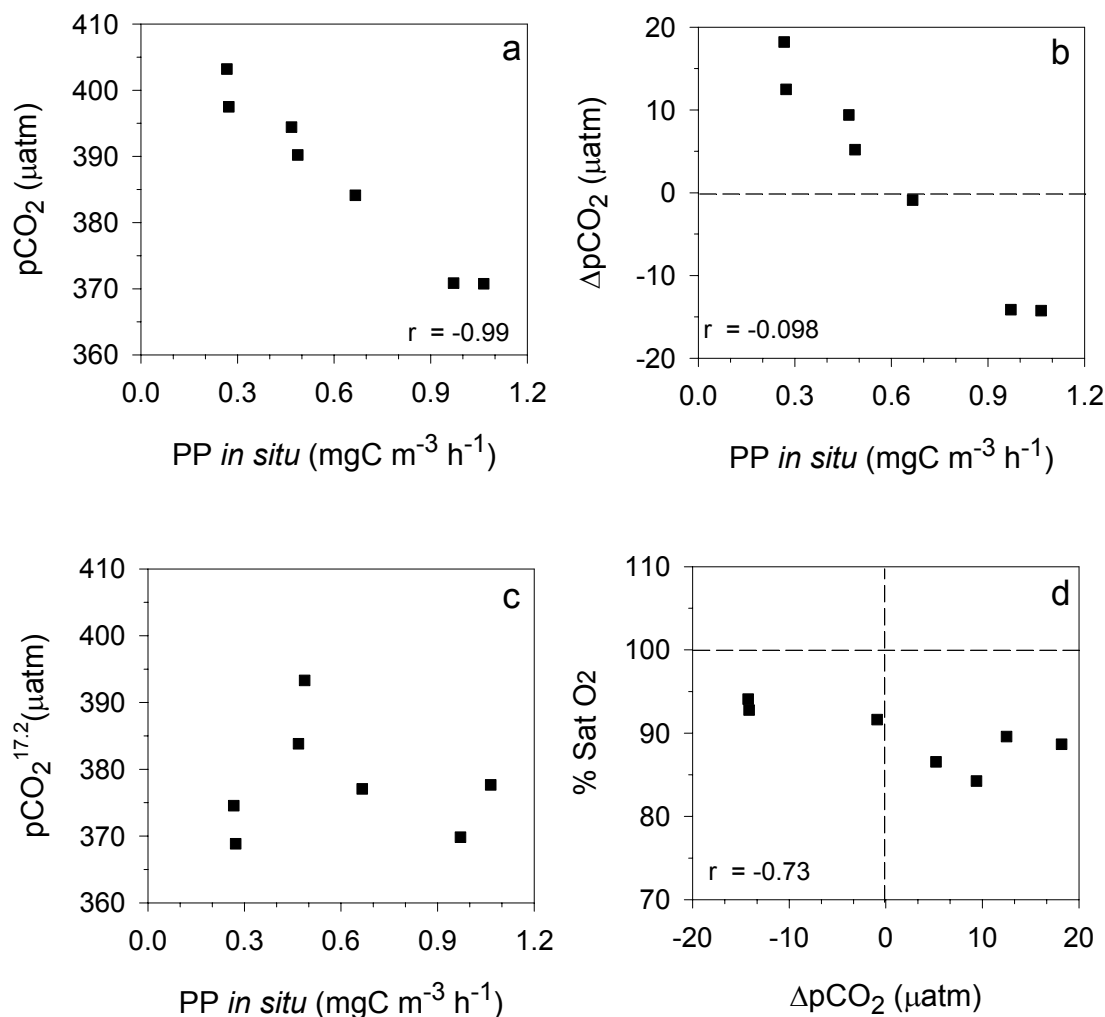


Figura 22.- Relación de la *PP in situ* (mgC m⁻³ h⁻¹) superficial en abril del 2005. (a) *p*CO₂ (μatm), (b) Δ*p*CO₂ (μatm), (c) *p*CO₂^T (μatm). (d) Δ*p*CO₂ contra porcentaje de saturación de oxígeno (%Sat). La línea punteada sobre la Δ*p*CO₂ indica condición de equilibrio entre la *p*CO_{2atm} y *p*CO_{2océánico} y sobre el %Sat indica equilibrio entre el oxígeno disuelto y la capacidad de solubilidad del oxígeno disuelto.

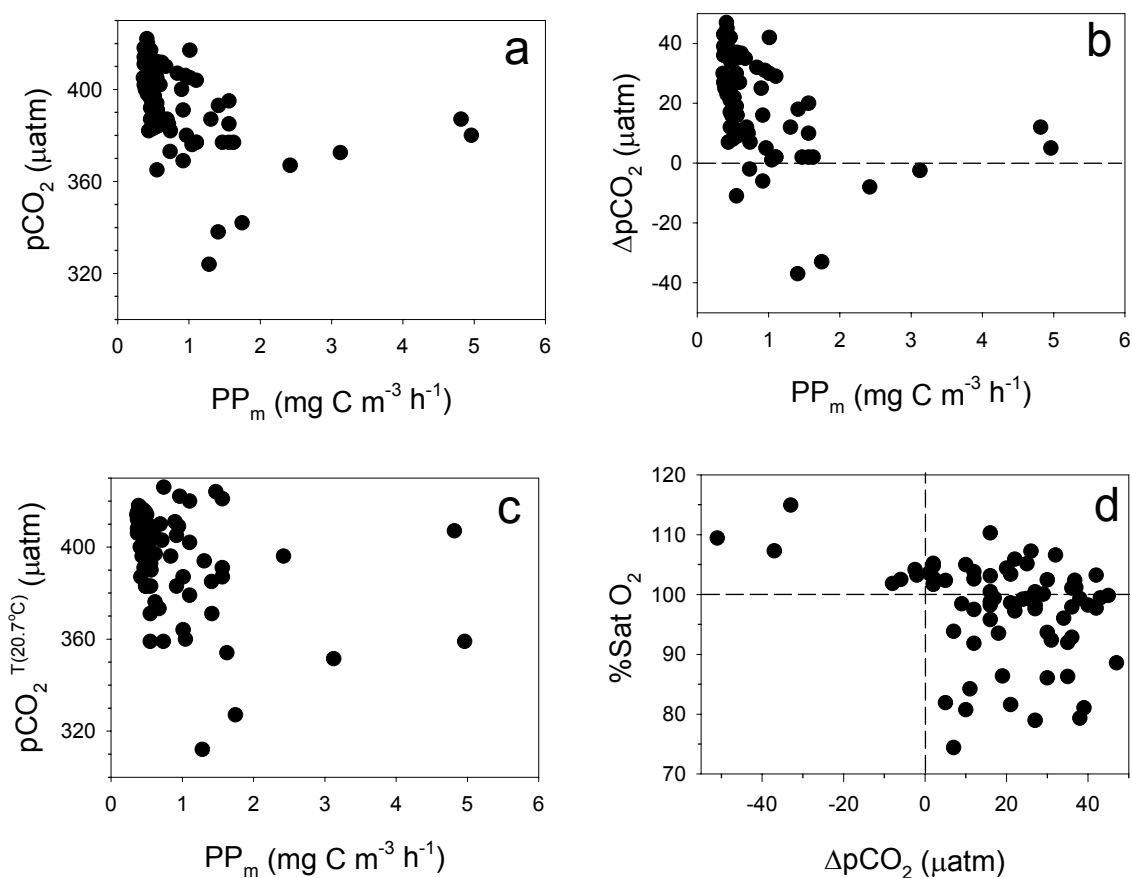


Figura 23.- Relación entre la PP_m superficial durante el crucero de octubre del 2004 (IM0410) con (a) pCO_2 (µatm), (b) ΔpCO_2 (µatm), (c) $pCO_2^{T(20.7^\circ C)}$ (µatm) y (d) relación entre ΔpCO_2 (µatm) y el porcentaje de saturación de oxígeno disuelto. Las líneas punteadas muestran las condiciones de equilibrio de los gases con la atmósfera.

valores mínimos se ubicaron alrededor de $0.37 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$, correspondiendo a estaciones tanto costeras como oceánicas. Se encontró en octubre que cuando la PP_m se incrementó la pCO_2 disminuyó. Aunque la tendencia en general fue negativa el coeficiente de correlación lineal fue bajo. Los valores que se agruparon alrededor de $0.5 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$ correspondieron en su mayoría a las estaciones oceánicas (Fig. 23a). En cambio los valores de PP_m que están entre 1 y $2 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$ correspondieron principalmente a las estaciones más costeras. Los valores que se separan del agrupamiento y que parecen formar una tendencia positiva corresponden a tres zonas: Bahía Vizcaíno, la costa norte desde Ensenada hasta Punta San Quintín, y el giro ciclónico.

Los valores bajos de PP_m asociados con valores bajos de pCO_2 se encontraron en el interior de la bahía (120.30, 120.39) así como en la costa de Ensenada (100.30). Estos valores bajos de pCO_2 ($<340 \text{ } \mu\text{atm}$) podrían apuntar a una pos-surgencia donde el fitoplancton provocó estos valores bajos de pCO_2 por ser el principal consumidor de CO_{2ac} . Además estas tres estaciones se ubicaron en la sección I (Fig. 20) pues estuvieron relacionados con una fuerte sobresaturación de oxígeno disuelto ($>105 \%$) y valores altos negativos de ΔpCO_2 (Fig. 23d).

Los valores altos de PP_m ($>4 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$) (Fig. 23a) se ubicaron en el giro ciclónico (127.50) y en Punta San Quintín (117.37), esta última relacionada a una zona con influencia de surgencias y donde ocurrió sobresaturación de oxígeno disuelto (104%) no así en el giro donde hubo una subsaturación de oxígeno disuelto (82%), ambas estaciones mostraron valores positivos de ΔpCO_2 de 12 y $5 \text{ } \mu\text{atm}$ respectivamente (Fig. 23d). Durante el otoño los valores de pCO_2 en general resultaron ser altos con relación a la pCO_{2atm}

ubicándose en la sección IV (Fig. 20) consecuencia de las altas temperaturas ($>20\text{ }^{\circ}\text{C}$) que predominaron en más de la mitad del área de estudio (Figs. 2a, 23d). Siendo esta variabilidad en la temperatura la que originó que los datos de pCO_2^{T} estuvieran más dispersos (Fig. 23c).

Durante el crucero de enero no se encontró tendencia alguna entre PP_m y pCO_2 , ΔpCO_2 y pCO_2^{T} . Por consiguiente los coeficiente de correlación fueron bajos y estadísticamente no significativos (Fig. 24). Los valores de pCO_2 se agruparon alrededor de $0.9\text{ mgC m}^{-3}\text{ h}^{-1}$, correspondiendo principalmente a las estaciones oceánicas. Los datos de pCO_2 que están ligeramente más dispersos y agrupados alrededor de $2.2\text{ mgC m}^{-3}\text{ h}^{-1}$ fueron principalmente obtenidos de estaciones costeras, similar a lo obtenido durante el crucero de octubre. Los dos valores de pCO_2 que están fuera del grupo (120.43, 127.36) y asociados con una PP_m alta (8 y $10\text{ mgC m}^{-3}\text{ h}^{-1}$, respectivamente) correspondieron a la región sur con influencia de eventos surgencias (Fig. 24a) que en este periodo pueden ocurrir pero de incidencia moderada o ligera. La distribución espacial de pCO_2 mostró que el área de estudio se separa prácticamente en dos regiones (Fig. 4b), de manera que valores de pCO_2 altos ($>375\text{ }\mu\text{atm}$) pertenecieron a la región II (sur) y éstos se ubicaron muy cercano a $\Delta\text{pCO}_2 = 0$, en cambio, los valores con $\Delta\text{pCO}_2 < -3\text{ }\mu\text{atm}$ se ubicaron en la región I posiblemente a consecuencias de los valores bajos de temperatura (Fig. 24b círculo). La temperatura media baja ($17.9\text{ }^{\circ}\text{C}$) encontrada durante enero, con relación a la de octubre ($20.7\text{ }^{\circ}\text{C}$), propició que los valores del porcentaje de saturación de oxígeno disuelto se encontraran muy cerca de la saturación y también influyo para que la pCO_2 no se incrementara (Figs. 23d, 24d). Debido al agua proveniente del subártico que es más rica en

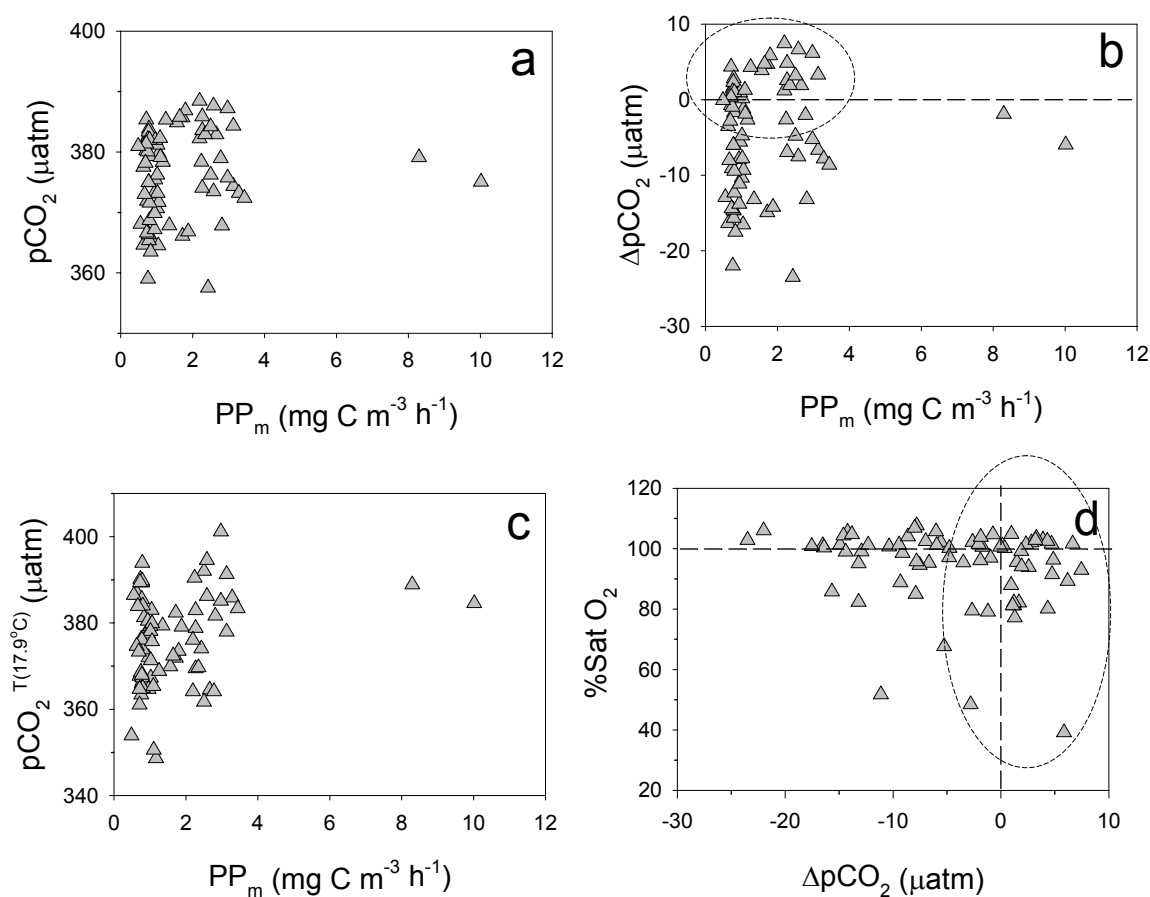


Figura 24.- Relación entre la PP_m superficial durante el crucero de enero del 2005 (IM0501) con (a) pCO_2 (μatm), (b) ΔpCO_2 (μatm), (c) $pCO_2^{T(17.9^\circ C)}$ (μatm) y (d) relación entre ΔpCO_2 (μatm) y el porcentaje de saturación de oxígeno disuelto. Las líneas punteadas (d) muestran las condiciones de equilibrio de los gases con la atmósfera. Los círculos muestran las estaciones sureñas del área de estudio.

nutrientes, más fría y más oxigenada esto ocasiono que la PP_m se incrementara substancialmente en relación al mes de octubre.

Durante abril se registró la más alta PP_m . Y la pCO_2 disminuyó al aumentar la PP_m (Fig. 25). El coeficiente de correlación fue negativo (-0.52) y altamente significativo. En este mes se presentó un comportamiento similar que se dio en los cruceros anteriores, con PP_m bajos en la zona oceánica, mientras que en la zona costera fueron relativamente altos. Todos los puntos que no están agrupados o que se salen de la agrupación son de estaciones costeras (Figs. 25a, 25b, 25c). La pCO_2 normalizada por temperatura disminuyó el coeficiente de correlación (-0.26), con respecto a -0.52 obtenido con la pCO_2 *in situ*. Las producciones primarias más altas y bajos pCO_2 se presentaron en la región I correspondiendo a un evento de pos-surgencia que ocurrió desde frente a Ensenada hasta Punta Colonet, en unos 150 km de costa. Esto generó valores negativos altos de $\Delta pCO_2 = -172.2 \mu atm$ en la estación 103.33 (Fig. 25c). El valor extremo de pCO_2 ($>600 \mu atm$) se presentó en la estación 130.30 asociado al inicio de un evento de surgencia. La diferencia de estas dos surgencias estriba en la temporalidad, ya que la surgencia ocurrida en la estación 130.30 estaba en una etapa más reciente que la ocurrida en la estación 103.33. Los incrementos en la PP_m también se reflejaron en la concentración de oxígeno disuelto, con incrementos hasta del 116% de saturación (Fig. 25d). Cerca del 76% de las estaciones se encontraron por arriba del 90 % de saturación de oxígeno disuelto y de ellas la mayoría pertenecieron a la región I. Las estaciones de la región sur y las oceánicas de la región norte se encontraron cerca de las condiciones de equilibrio entre la pCO_2 del aire y del océano. El coeficiente de correlación lineal entre ΔpCO_2 y el %Sat fue de -0.77.

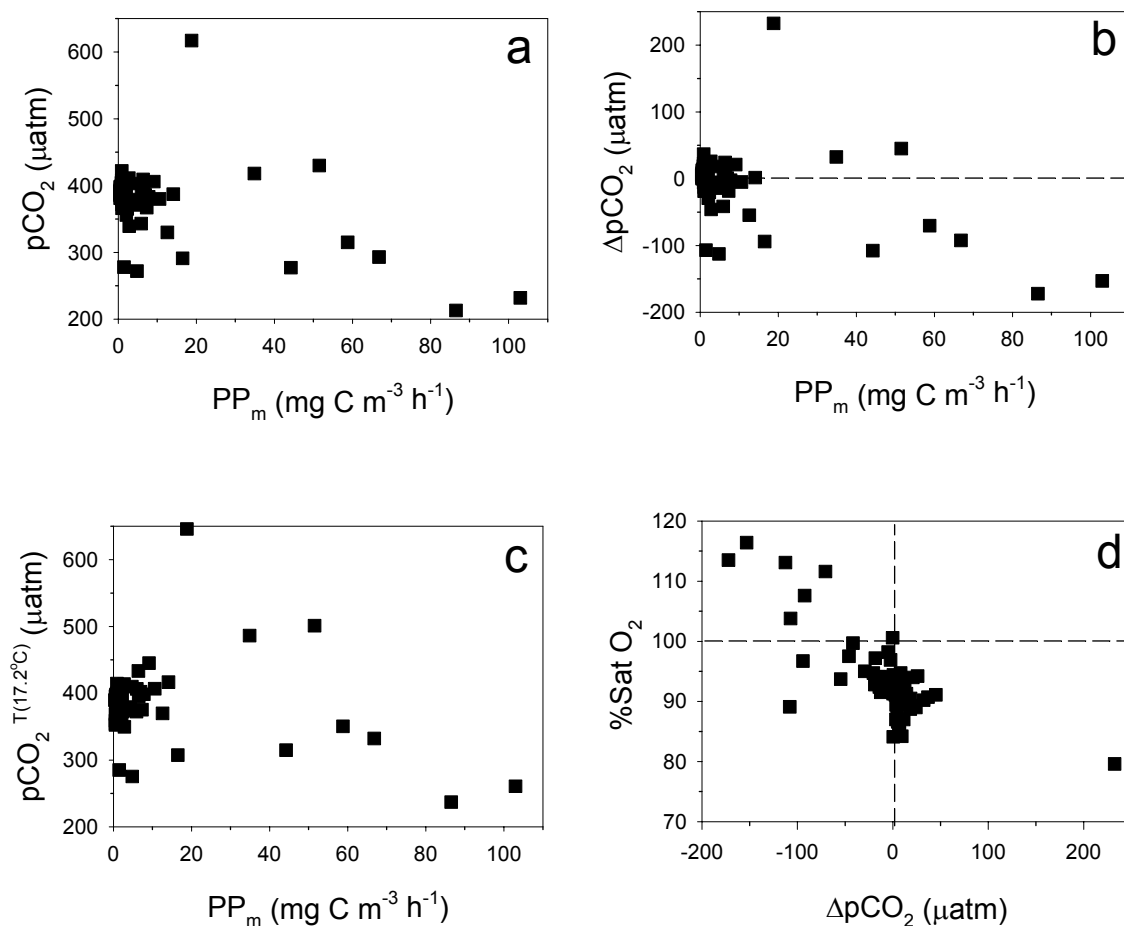
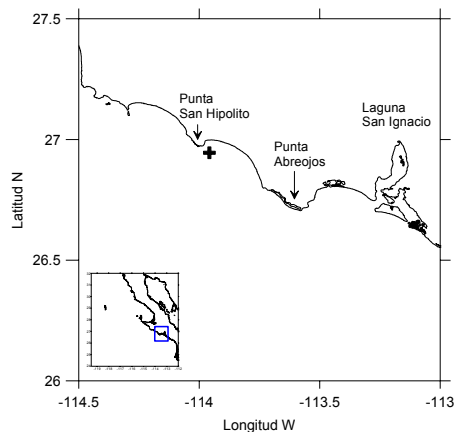


Figura 25.- Relación entre la PP_m superficial durante el crucero de abril del 2005 (IM0504) con (a) la pCO_2 (μatm), (b) ΔpCO_2 (μatm), (c) $pCO_2^{T(17.2^\circ C)}$ (μatm) y (d) relación entre ΔpCO_2 y el porcentaje de saturación de oxígeno disuelto. Las líneas punteadas (d) muestran las condiciones de equilibrio de los gases con la atmósfera.

V.9.- Variación diurna

Durante el crucero de primavera (IM0504) se presentó la oportunidad de realizar un estudio acerca de la variación diurna frente a Punta San Hipólito. Se buscó refugio en la zona costera. Debido a los fuertes vientos que se estaban registrando ($>10 \text{ ms}^{-1}$) con rachas de hasta 20 y 30 ms^{-1} . Esta variación diurna se efectuó a los $26^\circ 59' 11.734''$ latitud norte y $113^\circ 58' 5.238''$ longitud oeste y a una profundidad de 11 m (figura al margen).



El muestreo se inicio el 1 de Mayo a las 1:50 am hora local con la medición de datos continuos (T, S, pCO_2). La toma de datos discretos superficiales se inicio a las 7:41 am y de ahí en adelante se tomaron cada hora. Las variables que se midieron de manera continua fueron pCO_2 superficial, temperatura y salinidad. De forma discreta se midió la clorofila-*a*, la concentración de nitratos+nitritos (NO_3+NO_2), silicatos (SiO_2) y fosfatos (PO_4) disueltos en el agua de mar. Los nutrientes se analizaron con las técnicas colorimétricas de Strickland y Parsons (1972) por medio de un autonalizador de flujo continuo SKALAR.

El promedio de la temperatura superficial fue de 14.53°C , con un rápido aumento de más de medio grado después de las 13h y luego descendió de manera paulatina por debajo de

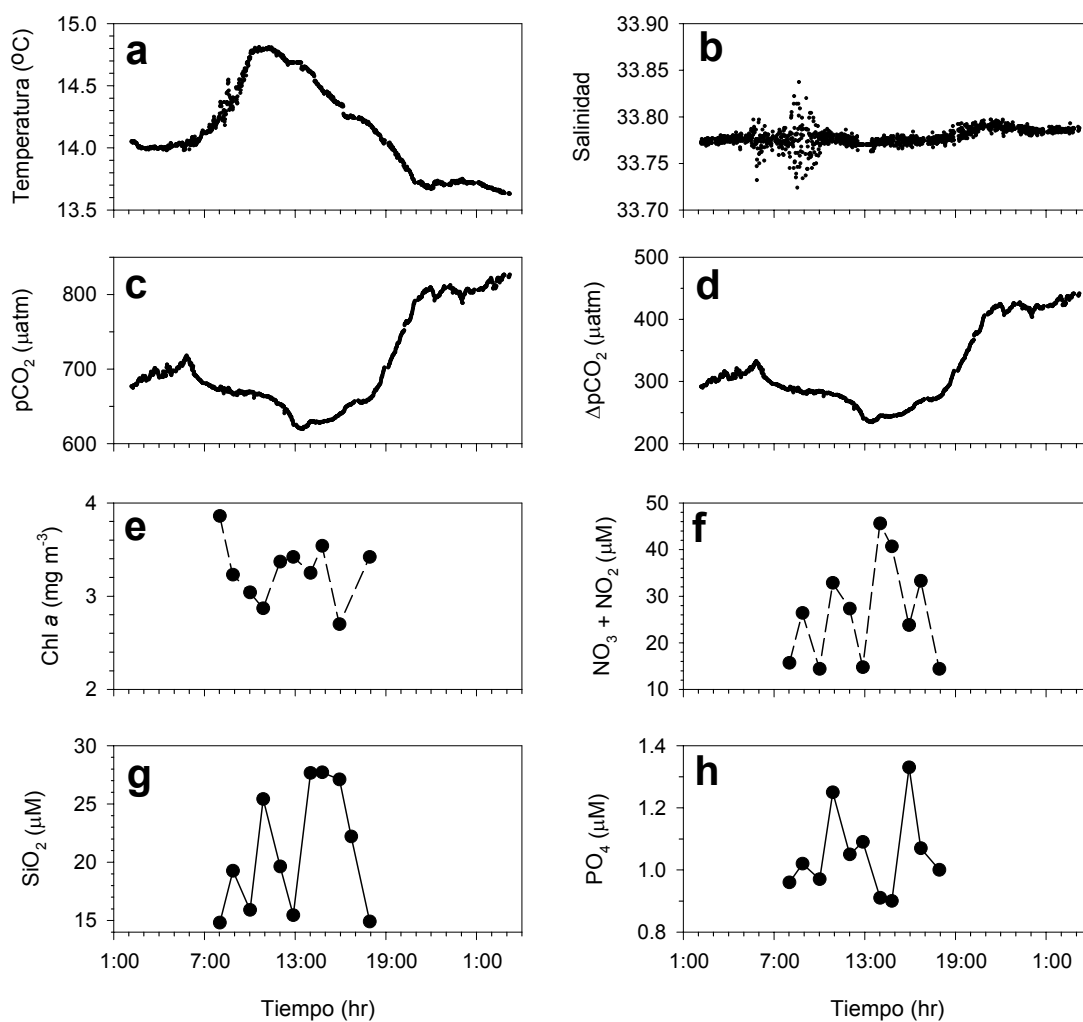


Figura 26.- Variación diurna realizada en San Hipólito BCS: (a) temperatura ($^{\circ}\text{C}$), (b) salinidad, (c) $p\text{CO}_2$ (μatm), y (d) $\Delta p\text{CO}_2$ (μatm), (e) clorofila-*a* (mg m^{-3}), (f) nitratos+nitritos (μM ; NO_3+NO_2), (g) silicatos (μM ; SiO_2) y (h) fosfatos (μM ; PO_4).

los 14 °C (Figura 26a). La salinidad se mantuvo casi constante a lo largo del día (~ 33.77), con una desviación estándar de 0.01 (Figura 26b).

La presión parcial del bióxido de carbono estuvo por arriba de 600 μatm (Figura 26c). Estos valores están asociados a eventos donde aguas subsuperficiales con alto contenido de $\text{CO}_{2\text{ac}}$ afloran hacia la superficie, como es el caso de una surgencia costera. Como consecuencia de este valor alto de $p\text{CO}_2$ en el medio marino, la $\Delta p\text{CO}_2$ (Figura 26d) también fue alta y positiva ($650 \pm 17 \mu\text{atm}$). Este alto valor de $\Delta p\text{CO}_2$ sugiere que esta zona y durante éste periodo se comportó como una fuente de CO_2 hacia la atmósfera. El incremento de $p\text{CO}_2$ durante la noche pudiera ser consecuencia de los procesos locales de respiración, así como de un nuevo pulso de la surgencia que transportó agua subsuperficial, pues la temperatura disminuyó aun más y la salinidad se incrementó ligeramente (Figs. 26a, 26b). A partir de las 13:00h los nutrientes mostraron la tendencia a incrementarse a medida que la temperatura disminuyó, como consecuencia de una nueva intensificación de la surgencia (Figs. 26f, 26g 26 h). En cambio la clorofila-a disminuyó al inicio del periodo de luz, incrementándose al medio día debido a una mayor radiación solar. Este incremento de la clorofila-a estuvo asociado a un decremento de los nutrientes (Figs. 26e, 26f, 26g, 26h), así como también hubo un decremento de la $p\text{CO}_2$ de $\sim 50 \mu\text{atm}$. Se ha observado que la variación de la $p\text{CO}_2$ debido al calentamiento y enfriamiento asociadas al flujo de calor va de 5 a 25 μatm (Bates *et al.*, 1998).

El incremento posterior de nutrientes pudo estar asociado a una intensificación de la surgencia por efecto de los vientos pues los valores se incrementaron drásticamente. La clorofila-a tuvo una correlación alta con fosfatos ($r = 0.73$). Las correlaciones lineales entre

silicatos y nitratos + nitritos también fue alta ($r=0.86$) no así para las otras variables. La razones de NO_3 : SiO_2 : PO_4 fue 25:19.9:1 que al compararla con las razones reportados por Redfield (15:15:1) fue 60% más alta para nitratos y 32.6% para silicatos.

VI.- DISCUSIONES

La distribución espacial de la temperatura y la salinidad superficiales (Fig. 2) siguieron los patrones estacionales que se han reportado para el sur de la Corriente de California en la región IMECOCAL (Hayward *et al.*, 1999; Bograd *et al.*, 2002; Schwing *et al.*, 2002; Durazo *et al.*, 2001; Goericke *et al.*, 2005a, 2005b) en ausencia de eventos como El Niño (Lynn *et al.*, 1998) o alguna intensificación anómala de la Corriente de California (CC) que acarrea más agua fría del subártico (Venrick *et al.*, 2003). Los valores de temperatura y salinidad, aumentaron de la región I hacia la región II (de norte a sur). Durante primavera hubo la presencia de un gradiente longitudinal, de costa hacia el océano, relacionado con la intensificación progresiva de los vientos y como consecuencia de la intensificación de la Corriente de California, la cual promueve que las variaciones latitudinales de temperatura y salinidad no sean tan altas como en otoño. Durante el otoño e invierno (Fig. 2a, 2b, 2d, 2e) casi no se observó el gradiente longitudinal (Hayward *et al.*, 1999; Bograd *et al.*, 2002; Schwing *et al.*, 2002; Durazo *et al.*, 2001; Goericke *et al.*, 2005).

En los meses que se intensifican los vientos se generan zonas localizadas de surgencia costeras las cuales llevan a la superficie aguas con temperaturas por debajo de los 14 °C y salinidades altas por arriba de los 33.6 (Gómez, 1982; Gómez-Valdés y Vélez-Muñoz, 1982; Barton y Argote, 1980; Palacios-Hernández *et al.*, 1996). Estas zonas de surgencias están localizadas principalmente en las costas de las líneas 103, 113 y 130 correspondiendo a Punta Colonet, Punta Baja y Punta Abreojos, respectivamente. Cuando la intensificación de los vientos disminuye las surgencias se debilitan o incluso cesan, lo que ocurre generalmente durante el otoño e invierno.

La distribución superficial (0 a 10 m) de clorofila fue baja en la mayor parte del área de estudio, con excepción de la zona costera. Esto presentó un gradiente longitudinal durante los tres cruceros disminuyendo la concentración de clorofila-*a* de costa a océano. Kahru y Mitchell (2000) clasificaron las zonas frente a Baja California en base a la concentración de clorofila en mesotrófica intermedia (clorofila-*a* ~ 0.2 - 1.0 mg m^{-3}) y en oligotrófica (clorofila-*a* $< 0.2 \text{ mg m}^{-3}$), lo que fue más evidente en los cruceros de otoño e invierno. En abril por efecto de las surgencias se presentaron condiciones eutróficas ($> 1 \text{ mg m}^{-3}$), formando una franja a lo largo de la costa (Fig. 3c). Durante otoño se observaron dos zonas de relativamente alta concentración de clorofila-*a* (Fig. 3a). Una localizada al norte de Isla de Cedros debido a procesos de mezcla y otra al sur de Punta Eugenia en un giro ciclónico (Goericke *et al.*, 2005) entre las líneas 123 y 127. Los giros ciclónicos son puntos de divergencia que producen una elevación de las isopícnas e incrementan la concentración de nutrientes en la superficie, promoviendo el desarrollo del fitoplancton. Ambos eventos también se registraron en invierno (Fig. 3b), pero con concentraciones baja de clorofila-*a* y ligeramente desplazados en relación a la ubicación encontrada en octubre.

Durante el crucero de primavera las concentraciones de clorofila-*a* fueron más altas en la zona costera, principalmente en la región I (Fig. 3c). Estas altas concentraciones de clorofila-*a* son producto de las surgencias costeras que se han reportados anteriormente para la zona de estudio (Gómez, 1982; Gómez-Valdés y Vélez -Muñoz, 1982; Barton y Argote, 1980).

La parte superficial del océano (0 y 10m) mostró valores relativamente altos de oxígeno disuelto en casi toda el área de estudio, similar a los reportados para el periodo de invierno por De La Cruz-Orozco (2004). Durante el mes de abril (Fig. 3f) se midieron

valores más altos (>5 ml/l) en las zonas de surgencia, lo cual no concuerda con las características de baja concentración de oxígeno esperadas para el agua transportada de una zona de mayor profundidad. Los valores altos de clorofila-*a* ($>10\text{mg m}^{-3}$) junto con las altas concentraciones de oxígeno disuelto muestran el desarrollo de una alta producción primaria. Esto parece indicar que el muestreo ocurrió en un momento posterior al evento de una surgencia costera permitiendo que el fitoplancton se aclimatara la irradiancia e incorporara los nutrientes del medio e incrementara los niveles de oxígeno en relación a cuando inició la surgencia.

La salinidad y la temperatura tienen su efecto en la solubilidad del CO_2 y sobre las constantes de disociación del ácido carbónico en el agua de mar (Takahashi *et al.*, 1993; Takahashi *et al.*, 2002). El efecto de la temperatura sobre la pCO_2 es de 4.23% por cada grado centígrado, en cambio el efecto de la salinidad sobre la pCO_2 es ligeramente menor al 10% por unidad de salinidad. En nuestra zona de estudio la temperatura presenta una mayor variación (13 a 23°C) a diferencia de la salinidad la cual es menor a una unidad, el efecto de la temperatura no puede considerarse despreciable.

Los valores de pCO_2 superficiales mostraron un gradiente latitudinal durante otoño e invierno. En cambio para primavera el gradiente fue más acentuado en el sentido longitudinal. Los valores relativamente altos (>400 μatm) medidos en octubre al sur del área de estudio en la zona oceánica (Fig. 4a) son debidos al efecto de las altas temperaturas superficiales ($>21^\circ\text{C}$). Al aumentar la temperatura dos grados entre la región I y II, se generará un incremento de 8.46 % en la pCO_2 . La pCO_2 determinada en la región I fue de 380 μatm , por lo que la pCO_2 que se esperaría encontrar en la región II sería de ~ 412 μatm .

De los valores de $p\text{CO}_2$ en esta zona los valores fueron cercanos a $400 \mu\text{atm}$, por lo que podemos inferir que los altos valores de $p\text{CO}_2$ son por efecto de la temperatura superficial del océano.

La distribución de $p\text{CO}_2$ en primavera resultó ser muy diferente debido a los procesos que se presentaron. Los valores bajos de $p\text{CO}_2$ encontrados en la región norte se relacionaron con los altos valores de clorofila-*a* y oxígeno disuelto, lo cual refuerza la idea de que estas condiciones fueron el resultado posterior de un evento de surgencia donde ya hubo un consumo de $p\text{CO}_2$ por parte del fitoplancton.

En la región II al sur de Punta Abreojos hubo una condición del inicio de una surgencia costera, con bajos valores de temperatura, oxígeno disuelto y clorofila-*a* y con valores altos de salinidad y de $p\text{CO}_2$. Estas condiciones de temperatura, oxígeno disuelto y clorofila-*a* son características de un evento de surgencia costera en pleno desarrollo (Torres-Moye y Acosta-Ruiz.1986; Barton y Argote 1980), en el cual el fitoplancton aun no se ha aclimatado y no se ha consumido el suficiente $\text{CO}_{2\text{ac}}$ como para incrementar su biomasa. Espinosa-Carreón (2005) encontró que la alta producción primaria no se generó al mismo tiempo en las zonas de surgencias de Punta Baja y de Punta San Hipólito. Esta diferencia podría deberse a que a lo largo de la costa de Baja California la intensidad de las surgencias cambia de acuerdo a las condiciones locales. Esto genera una producción diferencial del fitoplancton en la región II, la cual es causada por el tiempo de muestreo ya que entre la primera y segunda zona de surgencias hubo casi 15 días.

Los valores de $\Delta p\text{CO}_2$ siguieron una distribución similar a la del $p\text{CO}_2$ ya que al restarle un valor promedio ($p\text{CO}_2$ atmosférica) su patrón de distribución no cambia. En

invierno el agua con influencia subártica y presentó valores negativos de $\Delta p\text{CO}_2$ (Figura 4e), debido a las bajas temperaturas que incrementaron su solubilidad. En cambio, el agua con influencia ecuatorial-tropical presenta $\Delta p\text{CO}_2$ valores positivos. Posiblemente tengan la misma concentración de CO_2 pero como la temperatura afecta la presión parcial del gas éste se verá incrementado al incrementarse la temperatura y viceversa. El rango menor de variación del $\Delta p\text{CO}_2$ se presentó en invierno y el mayor ocurrió durante el crucero de primavera. Se ha reportado que la variación de $\Delta p\text{CO}_2$ en la superficie del océano es en general de $\pm 60\% \mu\text{atm}$ con relación a la $p\text{CO}_2$ atmosférica (Takahashi *et al.*, 2002). Lo anterior se cumplió para los cruceros de octubre y enero, no así para abril. Puesto que la media de la $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ durante el mes de abril fue de $385 \mu\text{atm}$ el rango del $\pm 60\%$ variación esperada sería $154 > p\text{CO}_2 < 616 \mu\text{atm}$. Sin embargo el rango de variación durante el mes de abril fue de $164 > p\text{CO}_2 < 799 \mu\text{atm}$ equivalente a $47\% > p\text{CO}_2 < 107\%$.

Se ha determinado que durante julio la zona de surgencia de Punta Colonet (región I) es muy productiva (Aguirre-Hernández *et al.*, 2004), con altas concentraciones de clorofila-*a* las cuales disminuyen en un orden de magnitud cerca a de los 40 km de la costa (Cardona-Canizalez *et al.*, 1990). Los valores negativos de $\Delta p\text{CO}_2$ de primavera, producto del proceso fotosintético del por el fitoplancton sobre el $\text{CO}_{2\text{ac}}$, se extienden más allá de los 100 km mar adentro (Figs. 4f, 13c, 14c). Friederich *et al.*, (2002) encontraron $\Delta p\text{CO}_2$ negativos hasta ~ 300 km fuera de la costa frente a Bahía Monterey, EUA. Durante primavera se observó que los valores negativos de $p\text{CO}_2$ frente a Punta Colonet fueron transportados unos 200 km hacia el sur, por efecto de la dirección de la CC. Lo que permite

concluir que el transporte horizontal juega un papel importante en los procesos que están fuera de la zona de origen y esto puede ser importante para futuras consideraciones.

Los valores altos positivos de $\Delta p\text{CO}_2$ encontrados en un evento de surgencia como en el caso de abril (Fig. 4f) coinciden con los que reportan Friederich *et al.* (2002), Gago *et al.* (2003), Hales *et al.* (2005) cuando el evento es relativamente reciente.

El uso de mediciones continuas de variables como la temperatura, la salinidad y la $p\text{CO}_2$ han permitido observar eventos que durante las mediciones discretas pasarían desapercibidas, como la surgencia ocurrida en las estaciones 120.39, 120.43 y 120.45 (Fig. 15). La estación 120.39 cuenta con una profundidad de 45 m y está ubicada entre la Isla de Cedros e Isla Natividad (canal Keller), mientras que la estación 120.43 es una estación que presenta una profundidad de ~500 m, y la estación 120.45 tiene una profundidad de ~3000 m. Hay un fuerte gradiente topográfico que actúa sinérgicamente cuando el agua superficial es desplazada hacia mar abierto por el efecto de la deriva de Ekman y sustituida por agua subsuperficial generando las características típicas de una surgencia costera. Ello explica los altos valores de $p\text{CO}_2$ (~500 μatm) encontrados en esta zona asociado a los vientos que prevalecieron días antes de pasar por estas estaciones que en promedio fue de 6.6 m/s con rachas de 10 m/s. Estos valores estuvieron asociados con una disminución de la temperatura y un ligero incremento de la salinidad (Figs. 15a, 15b). En el caso de la clorofila-*a* y el oxígeno disuelto fueron bajos, debido a que el fenómeno estaba desarrollándose y el agua es nueva en la superficie y el fitoplancton todavía no está aclimatado a la intensidad de luz (Figs. 15d, 15e).

En invierno se registraron valores altos de clorofila-*a* y de oxígeno disuelto, en relación a primavera. Sin embargo, la concentración de $p\text{CO}_2$ no fue muy alta ($\sim 400 \mu\text{atm}$) y el efecto de las variables físicas casi no se aprecia por lo que se asume que se muestreó en un tiempo posterior al evento de surgencia que permitió la proliferación del fitoplancton y el descenso de la $p\text{CO}_2$ (Fig. 11).

Un evento parecido al que se presentó en la línea 120 ocurrió en primavera sobre la línea 130 (Figs. 4f y 16), donde la temperatura y el oxígeno disuelto bajaron por debajo de 14°C y 4.5 ml/l . En cambio la salinidad se incrementó ligeramente y los valores de $p\text{CO}_2$ aumentaron por arriba de $700 \mu\text{atm}$. Estos valores altos de $p\text{CO}_2$ son típicos de eventos de surgencia (Friedrich *et al.*, 2002; Gago *et al.*, 2003; Hales *et al.*, 2005). Los valores de clorofila-*a* no fueron tan altos como los encontrados en la línea 103.30 pero son típicos de zonas costeras (Fig. 13d) debido quizás a lo reciente del afloramiento.

El área de estudio se dividió en regiones y zonas de tal manera que las líneas 103 y 117 (Figs. 5, 6, 9, 10, 13, 14) se consideraron dentro de la región I o norteña, mientras que la línea 120 y 130 (Figs. 7, 8, 11, 12, 15, 16) se ubicaron en la región II o sureña. La zonación de esta área de estudio se hizo a partir de las estaciones 45, por lo que las estaciones menores a 45 se denominaron costeras y las oceánicas fueron de la 45 a la 60.

En la zona oceánica (>45) la temperatura y la salinidad presentaron una menor variación, en relación a la zona costera. Los principales procesos que influenciaron esta variación fueron giros (Figs. 8a, 8b, 14a, 14b, 15a, 15b), frentes ocasionados por la intrusión de masas de agua de origen ecuatorial (Figs. 7a, 7b, 10a, 10b, 11a, 11b), choque de corrientes (Figs. 8a, 8b). Todos estos procesos ya han sido reportados por diversos

autores que han estudiado el área (Hickey, 1979; Vélez-Muñoz, 1981; Gómez-Valdés y Vélez-Muñoz, 1982; Lynn y Simpson, 1987; Lynn *et al.*, 1998 Hayward *et al.*, 1999; Durazo *et al.*, 2001; Bograd *et al.*, 2002; Schwing *et al.*, 2002; Venrick *et al.*, 2003; Goericke *et al.*, 2004, 2005; Goericke *et al.*, 2005).

La concentración de clorofila-*a* fue baja ($<0.14 \text{ mg m}^{-3}$) en la zona oceánica por lo que se considera zona oligotrófica (Kahru y Mitchell, 2000). Sin embargo, el giro ciclónico que ocurrió en octubre en la línea 127 hicieron que hubiera valores superficiales tan altos de 1.26 mg m^{-3} por lo cual la media de clorofila-*a* se incrementó. Dado que las concentraciones de clorofila-*a* fueron bajas durante los tres cruceros, la media de PP_m también lo fue. La PP_m durante otoño fue de $0.76 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$ mientras que en invierno fue de $1.02 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$ y en primavera fue de $1.04 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$.

Los valores de pCO_2 oceánicos, para los tres cruceros, tuvieron un comportamiento muy similar a las variables físicas (temperatura y salinidad). En cambio la clorofila-*a* y el oxígeno disuelto tuvieron poca influencia sobre la variación del pCO_2 . Cuando la pCO_2 fue normalizada por la temperatura (pCO_2^T) el efecto principal estuvo sobre la diferencia entre la temperatura *in situ* y la temperatura promedio del área de estudio. Por lo que, la separación entre el gráfico de pCO_2 y pCO_2^T fue más evidente en las líneas que están en los extremos del área de estudio (103, 130) ocasionado por esa diferencia regional de temperatura.

La zona costera (<45) en general presentó una mayor variación en las propiedades medidas (temperatura, salinidad, clorofila-*a*, pCO_2 y oxígeno disuelto). Esta variación fue ocasionada tanto por procesos físicos como biológicos.

La línea 103 frente a Punta Colonet ha sido reportada dentro de una zona de surgencias costeras (Barton y Argote, 1980). Estas surgencias costeras pueden estar presentes durante todo el año e intensificarse en primavera o cesar en invierno (Lynn y Simpson 1987; Hayward *et al.*, 1999; Bograd *et al.*, 2002). Los datos muestran que en otoño estuvieron las condiciones de una surgencia costera de poca intensidad. Estas condiciones de surgencia desaparecieron durante invierno. Durante primavera las condiciones de surgencia fueron más evidentes y por los valores tan altos de clorofila-*a* (13.82 mg m^{-3}) y la alta sobresaturación de oxígeno disuelto (105%) así como los valores bajos de $p\text{CO}_2$ y $p\text{CO}_2^T$ (232 y $261 \text{ } \mu\text{atm}$) sugieren que la surgencia había iniciado desde antes del muestreo. Estos valores tan bajos de $p\text{CO}_2$ hicieron que la diferencia con la $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ fuese de $-153 \text{ } \mu\text{atm}$, siendo consistentes con lo reportados por Friederich *et al.* (2002).

Durante el muestreo de primavera la $p\text{CO}_2$ se mantuvo con valores bajos asociados a una misma isoterma (16°C), por lo que la influencia del efecto físico sobre la $p\text{CO}_2$ no fue tan evidente como en otoño e invierno. La $p\text{CO}_2$ fue influenciada principalmente por el proceso fotosintético producido por el fitoplancton durante la surgencia de primavera (Fig. 3c y 4c).

La variación cercana a la costa sobre la línea 117 para los tres cruceros y para casi todas las variables fue baja, de la misma magnitud que en la zona oceánica para la misma línea. Sin embargo, en primavera hubo una alta concentración de clorofila-*a* ($\sim 3 \text{ mg m}^{-3}$), algo que no ocurrió en los otros meses. Dicha concentración de clorofila-*a* mostró un gradiente longitudinal negativo costa-océano (Fig. 3c) asociado a valores bajos de

temperatura ($<16^{\circ}\text{C}$) (Fig. 2c), los cuales se extendieron hasta la línea 117. Además de la presencia de los valores negativos de ΔpCO_2 en la zona costera de la línea 117, los cuales parecen ser originados por la influencia de la surgencia que aconteció en la línea 113 (Fig. 4f). Con estas evidencias se puede inferir que: (a) estos altos valores de clorofila-*a* son el remanente de una surgencia en la fase terminal que se generó en Punta Cono (Figs. 14a, 14b).

En la región I durante primavera tanto la isoterma de 16°C , como la isohalina de 33.4 unidades se extendieron por casi toda la costa, mostrando condiciones físicas de una surgencia (Figs. 2c, 2f). La clorofila-*a* y el oxígeno disuelto sólo dieron una idea vaga, de los procesos que están desarrollándose (Figs. 3c, 3f). Sin embargo, la distribución de la pCO_2 y ΔpCO_2 mostraron que en ese mismo lugar se desarrolló una surgencia tiempo atrás, en Punta Colonet (línea 103) y que una nueva se estaba desarrollando en Punta Cono (línea 113) (Figs. 4c, 4f). Por lo que se puede deducir que la distribución de espacial de la pCO_2 y ΔpCO_2 muestran el desarrollo así como parte de la historia de los procesos que están ocurriendo.

Durante octubre la zona costera de la línea 120 presentó las mayores variaciones de temperatura, salinidad y pCO_2 . Esta variación ocurrió dentro de Bahía Vizcaíno y el incremento de biomasa fitoplanctónica motivó un desbalance en la pCO_2 haciendo que decreciera y que se incrementara el oxígeno disuelto (Fig. 7). Después de la estación 120.40 la variación de la pCO_2 fue mínima. Durante los cruceros de enero y abril la zona dentro de la bahía presentó poca variación. Sin embargo, en ambos cruceros se resalta un incremento de pCO_2 entre las estaciones 120.45 y 120.39 (Figs. 11c, 15c). Durante enero el

incremento de clorofila-*a* no estuvo asociado a cambios en la temperatura superficial y no hubo alguna señal de efectos de mezcla o surgencia. En cambio en abril no se observó un incremento tan marcado en la clorofila-*a* (Fig. 15d) pero si hubo un incremento en la temperatura y la salinidad (Figs. 15a, 15b), coincidiendo con el incremento de $p\text{CO}_2$ y $p\text{CO}_2^T$. El evento medido en abril fue más reciente y más fuerte que el medido durante el crucero de enero.

La línea 130 es la más sureña y donde hay mayor influencia de aguas de origen ecuatorial (Gómez-Valdés 1984; Gómez-Valdés y Vélez-Muñoz, 1982; Durazo y Baumgartner, 2002). Durante el crucero de otoño los valores mayores de temperatura y salinidad se determinaron en las estaciones costeras (Figs. 8a, 8b). Estos valores altos de temperatura propiciaron la gran diferencia entre $p\text{CO}_2$ y $p\text{CO}_2^T$ sobre todo en la costa ($\sim 50 \mu\text{atm}$). Los valores de clorofila-*a* no fueron altos pero mantuvieron la $p\text{CO}_2^T$ por debajo de la $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ (Fig. 8c). Para el crucero de enero (Fig. 12) los valores bajos de temperatura y de salinidad con respecto a los medidos en otoño mostraron la influencia de la Corriente de California (Durazo *et al.*, 2001; Schwing *et al.*, 2002; Venrick *et al.*, 2003; Goericke *et al.*, 2005). En primavera la temperatura superficial fue aún más baja que en invierno, con valores cercanos a los 14 °C y salinidades por arriba de los 33.6 (Figs. 16a, 16b) correspondiendo con muy altos de $p\text{CO}_2$ y $p\text{CO}_2^T$ ($> 700 \mu\text{atm}$) y con bajo oxígeno disuelto ($< 4.0 \text{ ml/l}$). La clorofila-*a* fue relativamente alta pero no provocó ningún efecto sobre la $p\text{CO}_2$, debido a que el efecto de los procesos de mezcla vertical fueron mayores que el efecto biológico (Figs. 16c, 16d). Es de esperarse que después de algún tiempo las

condiciones en esta línea sean similares a las de la línea 103, en cuanto el fitoplancton se acondicione a las nuevas irradiancias.

La tasa fotosintética máxima (P^B_m) promedio del fitoplancton durante otoño resultó ser muy similar al reportado por Sosa-Avalos (2002). Sin embargo, la media de invierno de P^B_m fue alto ($8.01 \text{ mgC}(\text{mgChla h})^{-1}$) ya que Sosa-Avalos (2002) y Cantú-Ontiveros (2005) reportaron valores de 2.4 y $3.8 \text{ mgC}(\text{mgChla h})^{-1}$ respectivamente. Sosa-Avalos (2002) sugiere que los valores altos de P^B_m están asociados a altas irradiancias y temperaturas entre los 16.2 y 21.4 °C así como también encontró una asociación con células grandes del fitoplancton como es el caso de las diatomeas. En invierno también se encontró la media más alta del coeficiente de máxima utilización de luz ($0.077 \text{ mgC}(\text{mgChla h})^{-1} \cdot (\mu\text{moles cuanta m}^{-2} \text{ s}^{-1})^{-1}$) el cual parece estar relacionado con la abundancia de diatomeas y con algunos dinoflagelados (Sosa-Avalos, 2002).

Durante primavera la media de P^B_m fue ligeramente más baja que la reportada por Cantú-Ontiveros (2004) pero mayor a la de Sosa-Avalos (2002). Este valor pudiera estar asociado a las relativamente bajas temperatura ($< 16^\circ\text{C}$; Fig. 2c) que se presentaron durante este crucero. Se ha encontrado que la temperatura afecta el proceso enzimático de las células en la fijación de $\text{CO}_{2\text{ac}}$ por parte del fitoplancton (Falkowski, 1981; Falkowski, 1992). Además los valores bajos de P^B_m indican que las células del fitoplancton estuvieron fotoaclimatadas a bajas irradiancias.

Las profundidades promedio de la zona eufótica para estos tres cruceros fueron 83, 72 y 75 m correspondiendo a otoño, invierno y primavera. Y aunque no se determinó la capa de mezcla para estos cruceros, la media que se ha establecido a partir del análisis de

los cruceros desde 1997 hasta 2002 es 25, 50 y 40m para las mismas estaciones del año (Jerónimo-Moreno y Gómez-Valdés, 2003). Esto indica que la nutriclina, estuvo comprendida dentro de la zona eufótica, por tal motivo el fitoplancton estaría adaptado a mayores irradiancias y como consecuencia de ello se obtuvo una alta PP_m en el área de estudio.

Las relaciones efectuadas entre la PP *in situ* y la pCO_2 mostraron que hay una relación inversa en el conjunto de los tres cruceros, de manera que la pCO_2 disminuyó a medida que se incrementó la PP por el consumo del CO_{2ac} efectuado por el fitoplancton (Figs. 20a, 20b). La normalización que se hizo por temperatura mostró que la tendencia inversa se mantuvo, pero hubo un incremento en la dispersión de los datos ocasionada por la diferencia de temperaturas. A medida que la temperatura *in situ* se aleje de la media del crucero, la dispersión aumentará. Esta dispersión originó una disminución en la correlación de los datos. Sin embargo cuando se utilizó el logaritmo de PP_m ($\log PP_m$) se encontró un coeficiente de correlación de -0.48 debido a los valores tan altos de la PP_m del mes de abril (Fig. 27). Otra función de la normalización de la pCO_2 por la temperatura es apreciar el efecto físico sobre la pCO_2 en su distribución y/o comportamiento. Al normalizar por temperatura queda básicamente el pCO_2 biológico, ya que el efecto de la salinidad y la alcalinidad puede considerarse despreciable (Takahashi *et al.*, 1992).

Al analizar los cruceros de enero y abril por separado se encontró que durante invierno la relación entre la pCO_2 y PP *in situ* fue positiva (Fig. 21a) con un coeficiente de correlación de 0.55. Más sin embargo, la relación entre pCO_2^T y PP *in situ* dio un coeficiente de correlación negativo ($r = -0.53$) con su respectivo incremento en la dispersión de los datos por el efecto de la normalización (Fig. 21c).

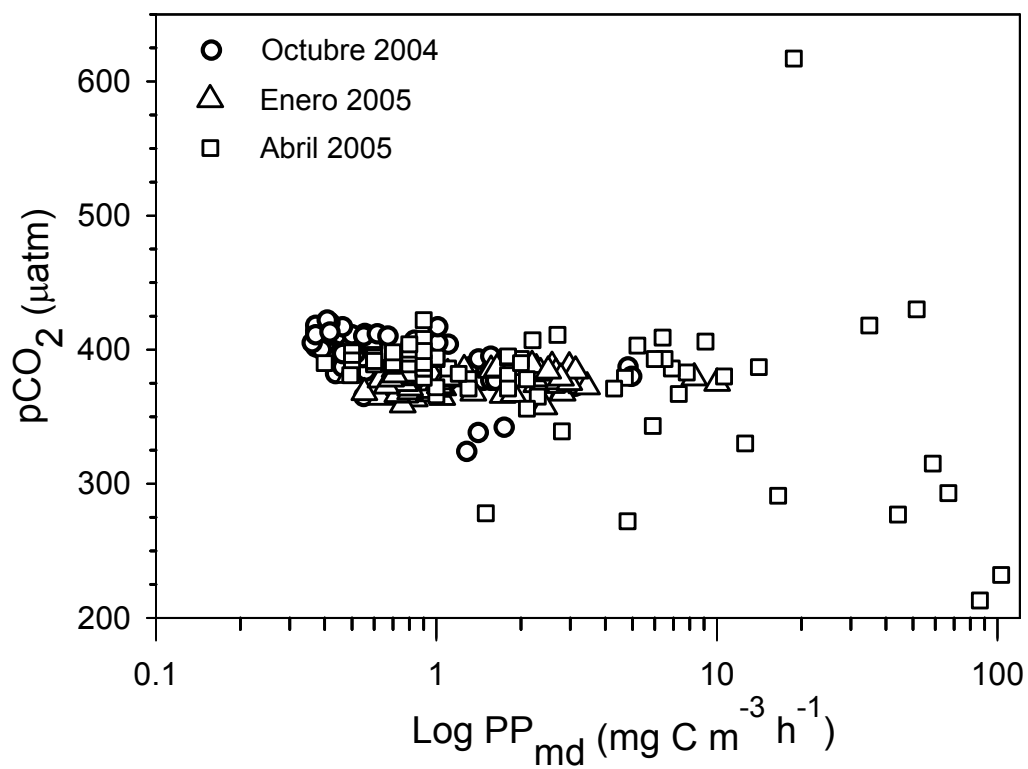


Figura 27.- Relación entre la Log PP_{m} y pCO_2 de los tres cruceros. El coeficiente de correlación fue de -0.48 ($p < 0.05$).

El efecto dominante sobre la $p\text{CO}_2$ fue físico de tal forma que se enmascaró el efecto biológico ocurrido durante dicho crucero, ya que la biomasa del fitoplancton no fue tan grande como para reducir la $p\text{CO}_2$ debido al consumo del $\text{CO}_{2\text{ac}}$.

Durante abril se encontró una fuerte correlación negativa ($r = -0.99$) entre la PP *in situ* para $p\text{CO}_2$ y muy baja ($r = -0.09$) con respecto a la $p\text{CO}_2^{\text{T}}$, debido a que dos estaciones (120.60 y 130.55) de baja producción estuvieron muy influenciadas por alta temperatura ($\sim 18.9^\circ\text{C}$). Al eliminar estas dos estaciones el coeficiente de correlación aumentó a 0.75. En la misma zona de estudio es posible tener dos o más eventos ejerciendo su influencia sobre la $p\text{CO}_2$. Sin embargo, el incremento de la PP *in situ* no produjo cambios substanciales en el porcentaje de saturación de oxígeno (Fig. 22d) debido a que el oxígeno disuelto puede fugarse más rápido que el CO_2 por tener una velocidad de transferencia océano-atmósfera 20 veces mayor (Broecker y Peng, 1982).

Durante octubre hubo una tendencia clara en la disminución de la $p\text{CO}_2$ a medida que aumentó la PP_m ($r = -0.39$). A pesar de que durante este crucero se registraron las más altas temperaturas. Sin embargo la zona costera influyó en la tendencia a la disminución, pues los puntos que estuvieron fuera del conglomerado ($> 1 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$) correspondieron a estaciones cercanas a la costa. Las más altas concentraciones de PP_m ($\sim 5 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$) en octubre fueron debido a la alta biomasa fitoplanctónica encontrada principalmente en el giro que se presentó al sur del área de estudio y de algunos eventos de mezcla ocurridos en la región cercana a Isla de Cedros (Fig. 23). La dispersión se incrementó pero se mantuvo la tendencia. El incremento en la dispersión se debe a la diferencia en temperaturas de las regiones I y II (Fig. 23b).

Durante el crucero de invierno la PP_m (Fig. 24) no mostró una relación estadísticamente significativa con la pCO_2 . La mayor variación sucedió sobre la pCO_2 mientras que hubo muy poca variación en la PP_m . Sólo dos estaciones costeras (120.43, 127.36) donde normalmente se presentan eventos de surgencia fueron las que se salieron del conjunto de datos.

Los valores de PP_m menores a $1 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$ que se registraron principalmente en la zona oceánica fueron el resultado de la estratificación que se dio en los primeros metros de la columna de agua, que impidió el transporte de nutrientes hacia la superficie (Figs. 23, 24, 25). Además, está el efecto fotoinhibidor provocado por la alta irradiancia en la superficie del mar ya que el exceso de luz satura los centros de reacción del fitoplancton con mayor rapidez.

Durante primavera ocurrió la más alta producción primaria, así como también los más altos valores de pCO_2 (Fig. 24) debido a los eventos de surgencia costera ocurridos durante este periodo mostrando una alta correlación negativa entre PP_m y pCO_2 (-0.52). Los valores bajos de ΔpCO_2 medidos frente a Punta Colonet se extendieron más allá de la influencia física de la surgencia. Por lo que se considera que en esta región el factor biológico fue más importante en los cambios de pCO_2 . Las altas producciones del fitoplancton propiciaron los valores altos de oxígeno disuelto y menores de pCO_2 .

Derivado de este estudio se puede asegurar que un evento físico que modifique las condiciones del medio y que favorezca la proliferación de organismos autótrofos (surgencias, frentes, aportes terrígenos, etc.), condiciona una relación negativa entre la PP y la pCO_2 . Debido a la temporalidad de estos eventos (locales y/o estacionales) estos pueden

estar en un momento fuera de la escala del muestreo IMECOCAL. Son los eventos locales y/o estacionales los que en su momento hacen la diferencia entre la influencia física y/o biológica sobre la $p\text{CO}_2$.

Retomando la hipótesis planteada podemos afirmar que la PP de la región del IMECOCAL si contribuye a la variabilidad y distribución de la $p\text{CO}_2$. Pero definitivamente no es en toda el área de estudio ni en todos los periodos muestreados. Su efecto es local y asociado a eventos que favorecen la proliferación del fitoplancton. Aunque el $\text{CO}_{2\text{ac}}$ actúa como un nutriente, es necesaria la presencia de los otros nutrientes (NO_3 , SiO_2 y PO_4) para que el fitoplancton pueda desarrollarse contribuyendo de esta manera al aumento de biomasa y a una influencia tal que rebase o enmascare el efecto físico.

La distribución de la $\Delta p\text{CO}_2$ puede indicar en que zonas se lleva a cabo el proceso de transferencia de CO_2 en la interfase océano-atmósfera, ya que los valores negativos de $\Delta p\text{CO}_2$ indican que hay un déficit de $\text{CO}_{2\text{ac}}$ en el mar y por lo tanto habrá una transferencia de la atmósfera hacia el océano y viceversa. Un valor positivo alto indica que la transferencia se llevará a cabo del océano a la atmósfera debido a que hay un excedente de $\text{CO}_{2\text{ac}}$. Por ello las zonas de surgencia pueden presentar ambos valores dependiendo del desarrollo de la misma. Así pues Punta Colonet presentó un déficit y se espera que el flujo de CO_2 fuera de la atmósfera hacia el océano. En cambio en la zona costera del Golfo de Ulloa (línea 130) se presentó en sentido inverso.

Los bajos coeficientes de correlación lineal entre la PP_m y $p\text{CO}_2$ muestran que la PP no es una variable robusta que sirva como indicador de la variabilidad de la $p\text{CO}_2$ cuando se trata de zonas muy extensas y con fuertes procesos muy heterogéneos. Esto podría

deberse a que el fitoplancton consume tanto $\text{CO}_{2\text{ac}}$ como HCO_3^- (Falkowsky y Raven, 1997) y este consumo está en función de la composición taxonómica del fitoplancton. En una condición determinada puede haber organismos que pueden consumir $\text{CO}_{2\text{ac}}$ y HCO_3^- en una proporción 1:1, pero también hay otros organismos que pueden hacerlo en la proporción 1:2 con ayuda de los mecanismo de concentración interna de carbono y esta relación de consumo puede incrementarse si se incrementa la temperatura (Cassar *et al.*, 2004).

La otra causa posible de esta baja correlación pudiera ser el resultado del porcentaje de $\text{CO}_{2\text{ac}}$ en relación al resto de las especies químicas del carbono inorgánico y además que no es siempre constante (Sarmiento y Gruber, 2004). En sistemas donde el fitoplancton está actuando sobre el sistema del CO_2 produciendo valores tan bajos de pCO_2 ($\sim 200 \mu\text{atm}$) como es el caso de la post-surgencia ocurrida en abril, la proporción de $\text{CO}_{2\text{ac}}$ cambia en relación a la de las especies químicas del sistema de carbonatos. Cuando el sistema de bióxido de carbono esta en equilibrio el porcentaje de $\text{CO}_{2\text{ac}}$ es cercano al 1% del carbono inorgánico total (C_T). Sin embargo esta proporción no se mantiene constante ya que por su "movilidad" puede llegar a ser hasta un 9% del CID (Álvarez, 1996). La velocidad de reacción es 20 veces mayor en los carbonatos que en el ácido carbónico (Sarmiento y Gruber, 2004) y es por ello que se pueden apreciar los cambios de $\text{CO}_{2\text{ac}}$ (pCO_2) en condiciones de variabilidad ambiental tanto física como biológica.

VII.- CONCLUSIONES

La hipótesis no se puede rechazar pues aunque hubo correlaciones bajas, la PP si modificó la distribución de la $p\text{CO}_2$, sobre todo cuando las condiciones que prevalecieron en el océano fueron mesotróficas y la concentración de clorofila-*a* es alta ($>1.0 \text{ mg m}^{-3}$). Cuando la concentración de la clorofila fue alta ($>1 \text{ mg m}^{-3}$) se cumple con una alta correlación lineal esta hipótesis.

Existen eventos diversos que pueden cambiar la distribución de la $p\text{CO}_2$, los cuales tienen una escala menor al periodo de muestreo, como es el caso de una surgencia, y que después pueden permanecer por periodos más prolongados como indicio del desarrollo de dicho evento. Para observar un predominio biológico sobre la $p\text{CO}_2$ es necesario que el evento modifique las condiciones abruptamente y favorezca la proliferación del fitoplancton, ya que en condiciones estables el efecto físico puede ser más dominante que el biológico.

La zona del IMECOCAL estuvo influenciada durante las campañas oceanográficas de octubre de 2004, enero–febrero y abril–mayo de 2005 por un gran aporte de agua proveniente del subártico y por la variación estacional de los vientos que generaron surgencias costeras. Las aguas del subártico frías y menos salinas dieron como resultado bajos valores superficiales de $p\text{CO}_2$. Las surgencias costeras contribuyeron con altos valores de $p\text{CO}_2$ en aguas superficiales, principalmente en zonas identificadas anteriormente donde ocurren afloramientos costeros intensos.

La $p\text{CO}_2$ aumentó de norte a sur, principalmente como consecuencia del gradiente de temperatura, con los valores bajos de $p\text{CO}_2$ asociados a aguas más frías y valores altos

asociados a altas temperaturas, mayormente durante octubre por la influencia de aguas tropicales. La menor variabilidad se presentó en invierno como resultado de agua predominantemente subártica y con una menor incidencia de surgencias costeras.

La mayor variabilidad en la $p\text{CO}_2$ ocurrió en la zona costera durante abril, mientras que en la zona oceánica la variabilidad fue muy similar a la de enero. La alta variabilidad observada en abril en la zona costera fue causada por eventos de surgencias costeras que durante el muestreo espacial se encontraban en diferentes etapas de desarrollo.

Los valores más altos de $p\text{CO}_2$ se encontraron durante una etapa temprana del desarrollo de la surgencia, con fuerte efecto de procesos físicos. El proceso físico principal que originó estos altos valores de $p\text{CO}_2$ fue la advección vertical de agua subsuperficial. Durante estos eventos, la actividad del fitoplancton no fue suficiente para consumir en corto tiempo (horas) el CO_2 presente en la superficie del mar y equilibrar la $p\text{CO}_2$ del océano con respecto a la atmósfera. La $\Delta p\text{CO}_2$ durante este evento fue $>500 \mu\text{atm}$, por lo que se podría esperar un flujo de CO_2 del océano hacia la atmósfera.

Los valores bajos de $p\text{CO}_2$ ($\sim 153 \mu\text{atm}$) encontrados en Punta Colonet estuvieron asociados a una alta producción primaria ($>103 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$). Estos altos valores negativos de $\Delta p\text{CO}_2$ cercanos a la costa, relacionados con alta concentración de clorofila-*a* ($>13.8 \text{ mg m}^{-3}$) indican un alto consumo de CO_2 por la alta actividad fotosintética del fitoplancton marino.

En la zona oceánica se presentaron los valores bajos de PP sin ninguna asociación con la $p\text{CO}_2$ pues el efecto que causó mayor variabilidad sobre la $p\text{CO}_2$ fue la temperatura

superficial, excepto en octubre por el giro ciclónico que se presentó al sur de Punta Eugenia.

En general, se encontró una relación negativa entre la $p\text{CO}_2$ y PP para los meses de octubre y abril, mientras que en enero no hubo tendencia. Estas tendencias presentaron valores bajos de correlación lo que indica que la PP no es un buen parámetro para un área tan grande como lo es IMECOCAL, o que el plan de muestreo no es muy eficiente para relacionar estas variables en una región tan dinámica.

Hubo un efecto de mezcla importante al lado oeste de Isla de Cedros (120.43) que durante abril presentó las características físicas más evidentes de una surgencia con valores altos de $p\text{CO}_2$, mientras que en enero las características físicas no fueron tan evidentes como las biológicas.

La $\Delta p\text{CO}_2$ como indicador de la dirección del flujo, mostró que en octubre la superficie del mar estuvo sobresaturada de CO_2 , con relación al $p\text{CO}_{2\text{atm}}$, por lo que podría haber un flujo hacia la atmósfera mientras que en enero y abril hay una subsaturación actuando el océano como un posible receptor de CO_2 atmosférico.

VIII.- LITERATURA CITADA

- Alley, R. B. 2004. Abrupt climate change. *Scientific American Magazine*. 291(5): 62-69.
- Álvarez Rodríguez, M. 1996. Flujos de CO₂ en un medio costero: control físico vs. biológico. Tesis de Maestría. Instituto de Investigaciones Marinas. Vigo. 80 p.
- Álvarez Sanchez, L. G. 1977. Vientos en la Bahía de Todos Santos Baja California. *Ciencias Marinas*, 4: 81-89.
- Álvarez-Santamaría, L. 1994. Caracterización de masas de agua y zonas de surgencia en la costa Noroccidental de Baja California. Mayo (1990). Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Marinas. UABC. 70 p.
- Anderson, J. C. 1971. Oxygen analysis. *Marine Technician Handbook*. Sea Grant Publication No. 9 SIO Ref. No. 71-8 University of California, 29 p.
- Babin, M., A. Morel y R. Gagnon. 1994. An incubator designed for extensive and sensitive measurements of phytoplankton photosynthetic parameters. *Limnol. Oceanogr.*, 39:694-702.
- Barton, E. D. y Argote, M. L. 1980. Hydrographic variability in an upwelling area off Northern Baja California in June 1976. *J. Mar. Res.*, 38(4): 631-649.
- Bates, N. R., T. Takahashi, D. W. Chipman y A. H. Knap. 1998. Variability of pCO₂ on diel to seasonal timescales in the Sargasso Sea near Bermuda. *J. Geophys. Res.*, 103:15,567-15,585.
- Bograd, S. J., T. K. Chereskin y D. Roemmich. 2001. Transport of mass, heat, salt and nutrients in the southern California Current System: Annual cycles and interannual variability. *J. Geophys. Res.*, 106: 9255-9275.
- Borges, A. V. y M. Frankignoulle. 2001. Short-term variations of the partial pressure of CO₂ in surface waters of the Galician upwelling system. *Progress in Oceanography*, 51: 283-302.
- Carlson, C.A., N. R. Bates, D. A. Hansell, y D. K. Steinberg. 2001. Carbon Cycle. En: Steele, J. H., S. A. Thorpe, K. K. Turekian (eds) *Encyclopedia of Ocean Science*. Academic press. San Diego USA.: 390-400 p.
- Carr, M. E. 2002. Estimation of potential productivity in Eastern Boundary Currents using remote sensing. *Deep-Sea Res.*, 49:59-80.
- Cassar, N., E. A. Laws, R. R. Bidigare y B. N. Popp. 2004. Bicarbonate uptake by Southern Ocean phytoplankton. *Global Biogeochem. Cycles*, 18, GB2003, doi:10.1029/2003GB002116.
- Chen, C-T. A., K.-K. Liu y R. Macdonald. 2003. Continental margin exchanges. En: M. J. Fasham (ed.), *Ocean Biogeochemistry: The role of the ocean carbon cycle in global change*. Springer-Verlag. New York:53-62 p.

- De La Cruz-Orozco, M. E. 2003. Efecto de el niño 1998 – la niña 1999 en el oxígeno disuelto de la región sur de la Corriente de California. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Marinas. UABC. 92 p.
- De La Rocha, C. L. 2004. The biological Pump. En: Holland, H. D. y K.K. Turekian (eds). *Treatise on geochemistry*. vol 6. Elsevier-Pergamon Press, Oxford: 84-111 p.
- Durazo, R. y T. Baumgartner. 2002. Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997-1999. *Progress in Oceanography*, 54: 7-31.
- Espinosa-Carreón, L. 2005. Producción primaria oceánica con relación a procesos físicos de mesoescala en la región sur de la Corriente de California. Tesis Doctoral. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Ensenada B. C. 164 p.
- Falkowski, P. G. 1981. "Light-shade adaptation and assimilation numbers". *J. Plankton Res.*, 3: 203-216 p.
- Falkowski, P. G. 1992. Molecular ecology of phytoplankton photosynthesis. En: Falkowski, P. G. and A. D. Woodhead (eds). *Primary productivity and biogeochemical cycles in the sea*. *Environ. Sci. Res.* Vol. 43. Plenum, New York :47-67 p.
- Falkowski, P. G. y J. A. Raven. 1997. *Aquatic photosynthesis*. Blackwell Science. 375 p.
- Falkowski, P., R. Barber, y V. Smetacek. 1998. Biogeochemical Controls and Feedbacks on Ocean Primary Production. *Science*, 281: 200-205.
- Falkowski, P., R. J. Scholes, E. Boyle, J. Canadell, D. Canfield, J. Elser, N. Gruber, K. Hibbard, P. Höglberg, S. Linder, F. T. Mackenzie, B. Moore III, T. Pedersen, Y. Resenthal, S. Seitzinger, V. Smetacek y W. Steffen. 2000. The global carbon cycle: A test of our knowledge of earth as a system. *Science*, 290:291-295.
- Feely R. A., C. L. Sabine, T. Takahashi y R. Wanninkhof. 2001. Uptake and storage of carbon dioxide in the ocean: The global CO₂ survey. *Oceanography*, 14:18-32.
- Feely, R. A., R. Wanninkhof, C. E. Cosca, P. P. Murphy, M. F. Lamb, y M. D. Steckley. 1995. CO₂ distributions in the equatorial Pacific during the 1991-1992 ENSO event, *Deep Sea Res. II*, 42:365-386.
- Field, C., M. Behrenfeld, J. Raderson, y P. Falkowski. 1998. Primary Production of the Biosphere: Integrating Terrestrial and Oceanic Components. *Science*, 281: 237-240.
- Friederich G. E., P. M. Walz, C. M. Sakamoto y F. P. Chavez. 1999. Observations of Inorganic Carbon and Nutrients in the Central California Upwelling System during the 1997-1998 ENSO Event. Poster. <http://www.mbari.org/staff/frge/98tos/poster.htm> (Noviembre 2006).
- Friederich, G. E., P. M. Walz, M. G. Burczynski y F. P. Chavez. 2002. Inorganic carbon in the central California upwelling system during the 1997–1999 El Niño–La Niña event *Progress in Oceanography*, 54:185–203

- Gago J., M. Gilcoto, F. F. Pérez, y A. F. Ríos. 2003. Short-term variability of $f\text{CO}_2$ in seawater and air-sea CO_2 fluxes in a coastal upwelling system (Ría de Vigo, NW Spain). *Marine Chemistry*, 80:247-264.
- Goericke, R., E. Venrick, A. Mantyla R. Hooff, B. E. Lavaniegos, S. J. Bograd, F. B. Schwing, W. T. Peterson, A. Huyer, R. L. Smith, , P. A. Wheeler, G. Gaxiola-Castro, K. D. Hyrenbach, W. J. Sydeman y J. Gomez-Valdéz. (2005a). The State of the California Current, 2003–2004: A rare “normal” year. *Calif. Copp. Ocean. Fish. Invest. Rep.*, 45:27-59.
- Goericke, R., E. Venrick, S. J. Bograd, A. Huyer, R. L. Smith, A. Mantyla, F. B. Schwing, P. A. Wheeler, R. Hooff, W. T. Peterson, F. Chavez, C. Collins, B. Marinovic, N. Lo, G. Gaxiola-Castro, R. Durazo, K. D. Hyrenbach y W. J. Sydeman. (2005b). The State of the California Current, 2004–2005: Still cool? *Calif. Copp. Ocean. Fish. Invest. Rep.*, 46:32-71.
- Gómez-Valdés, J. 1984. Análisis volumétrico frente a Baja California. *Ciencias Marinas*, 10:73-75.
- Gómez-Valdés, J., y H. S. Vélez-Muñoz. 1982. Variaciones estacionales de temperatura y salinidad en la región costera de la Corriente de California. *Ciencias Marinas*, 8:167-176.
- Hayward, T. L., T. R. Baumgartner, D. M. Checkley, R. Durazo, G. Gaxiola-Castro, K. D. Hyrenbach, A. W. Mantyla, M. M. Mullin, T. Murphere, F. B. Schwing, P. E. Smith, y M. J. Tegner. 1999. The State of the California Current 1998-1999: Transition to cool-water conditions. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.*, 40: 29-62.
- Hernández-de la Torre, B., G. Gaxiola-Castro y S. Najera-Castro. 2004. Efectos del ENSO en la producción primaria frente a Baja California. *Ciencias Marinas*, 30: 427-441.
- Hickey, M. 1979. The California Current System-hypothesis and facts. *Progress in Oceanography*, 8: 191-279.
- Holm-Hansen, O., C. J. Lorenzen, R. W. Holmes y J. D. H. Strickland. 1965. Fluorometric determination of chlorophyll, *J. Cons. Int. Explor. Mer.*, 30: 3-15.
- IPCC, 2001. Tercer informe de evaluación. Cambio climático 2001: La base científica resumen técnico. En: Watson, R., J. Houghton y D. Yihui (eds). Cambridge University Press 90 pp.
- Jassby, A. D. y T. Platt. 1976. Mathematical formulation of the relationship between photosynthesis and light phytoplankton. *Limnol. Oceanogr.*, 21:540-547.
- Jerónimo-Moreno, G., y J. Gómez-Valdés. 2003. Variabilidad estacional e interanual de la profundidad de la capa de mezcla en la parte de sur de la Corriente de California, 1997-2000. Reunión Anual 2003 de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco, 2-9 de noviembre del 2003.
- Kind'yushev, V. I., 1970. Seasonal variations of water masses in California region of the Pacific Ocean. *Oceanol.*, 10: 456-464.

- Kirk, J. T. O. 1994. Light and photosynthesis in aquatic ecosystems. Cambridge University. Second edition. 509 p.
- Lavaniegos, B. E., L. C. Jiménez-Pérez y G. Gaxiola-Castro. 2002. Plankton response to El Niño 1997-1998 and La Niña 1999 in the southern region of the California Current. *Progress in Oceanography*, 54: 33-58.
- Libes, S. M. 1992. An Introduction to Marine Biogeochemistry. John Wiley (Eds.) Conway, USA. 650 p.
- Lynn, R. J. y J. J. Simpson. 1987. The California Current System. The seasonal variability of its physical characteristic. *J. Geophys. Res.* 92 : 12947-12966.
- Macias-Carranza V. A., R. Morales-Chávez, G. Gaxiola-Castro, T. Baumgartner McBride, B. Lavaniegos-Espejo y R. Durazo-Arvizu. 1999. Clorofila a, nutrientes y oxígeno disuelto, frente a la Península de Baja California, México. Durante septiembre de 1997 (IMECOCAL I) y enero de 1998 (IMECOCAL II). Informe Técnico. Comunicaciones Académicas, Serie Ecología, CICESE 73 p. CTECT9905.
- Millero, F. J. 2004. Physicochemical controls on seawater. En: H. D. Holland and K. K. Turekian (eds.) *Treatise on Geochemistry*. vol 6. Elsevier-Pergamon Press, Oxford: 1-21 p.
- Millero, F. J. 2000. The carbonate system in seawater, in A. Gianguzza, E. Pelizzetti and S. Sammartano (eds.). *Chemical Processes in Marine Environments*, Springer-Verlag, Berlin, Chpt. 1: 9-41 p.
- Minnich R. A., E. Franco Vizcaíno, y R. J. Dezzani. 2000. The El Niño/Southern Oscillation and precipitation variability in Baja California. México. *Atmósfera*, 13: 1-20.
- Nightingale P. D. y P. S. Liss. 2004. Gases in Seawater. En: H. D. Holland and K. K. Turekian (eds.) *Treatise on Geochemistry*. vol. 6., Elsevier-Pergamon, Oxford: 49-81 p.
- Palacios-Hernández, E., M.L. Argote-Espinoza, A. Amador-Buenrostro, y M. Mancillas-Peraza. 1996. Simulación de la circulación bártropica inducida por el viento en Bahía Vizcaíno Baja California Sur. *Atmósfera* 9: 171-188.
- Park, K. 1965. Total carbon dioxide in sea water. *Jour. Oceanogr. Soc. Japan*, 21: 10-15.
- Pavía E. y S. Reyes. 1983. Variaciones espaciales y estacionales del viento superficial en la Bahía Todos Santos. *Ciencias Marinas*, 9:151-167.
- Platt, T., y Sathyendranath, S., 1988. Oceanic primary production: estimation by remote sensing at local and regional scales. *Science*, 241: 1613–1620.
- Reid, J. L., Boden y J. Wyllie. 1958. Studies of the California Current system, Calif. Coop. Oceanic. Fish. Invest. Prog. Rep. 1 July 1956-1 January 1958: 27-46 p.
- Reid, J. L., R. A. Schwaetzlose y D. M. Brown. 1963. Direct measurement of a small surface eddy off Northern Baja California. *J. Mar. Res.*, 21: 205-218.

- Roden, I. 1971. Aspect of transition zone in the Northeastern Pacific. *J. Geophys. Res.*, 5: 3462-3475.
- Sakshaug, E., A. Bricaud, Y. Dandonneau, P.G. Falkowski, D.A.Kiefer, L. Legendre, A. Morel, J. Parslow y M. Takahashi. 1997. Parameters of photosynthesis: definitions, theory and interpretation of results. *Journal of Plankton research*. 19: 1637-1670.
- Sarmiento, J y N. Gruber. 2004. Ocean biochemical dynamics (en prensa)
- Schwing, F. B., S. J. Bograd, C. A. Collins, G. Gaxiola-Castro, J. García, R. Goericke, J. Gómez-Valdés, A. Huyer, K. D. Hyrenbach, P. M. Kosro, B. E. Lavaniegos, R. J. Lynn, A. W. Mantyla, M. D. Ohman, W. T. Peterson, R. L. Smith, W. J. Sydeman, E. Venrick y P. A. Wheeler. 2002. "The State of the California Current, 2001-2002: hill the California Current keep its cool, or is El Niño Looming? Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep., 43: 31-73 p.
- Slegenthaler, U. y L. Sarmiento. 1993. Atmospheric Carbon dioxide and the ocean. *Nature.*, 365: 119125.
- Sosa-Avalos, R. 2002. Estimación de la producción primaria frente a Baja California por sensores remotos. Tesis Doctoral. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C. 153 p.
- Steeman, N. E. y E. A. Jensen. 1957. The autotrophic production of organic matter in the oceans. *Galathea Rep.*, 1: 49-124.
- Strutton, P. G., F.P. Chavez, R. C. Dugdale y V. Hogue. 2004. Primary productivity in the central equatorial Pacific (3°S 130°W) during GasEx-2001. *J.Geophys. Res.* 109, C80S06, doi:10.1029/2003JC001790.
- Sverdrup, H. U. y R. H. Fleming. 1941. The waters off southern California March to July 1937. *Bull. Scripps Inst. Oceanogr. Univ. Calif., La Jolla*, 4: 261-378.
- Sverdrup, H., M. Johnson y R. Fleming. 1942. *The Oceans, Their Physics, Chemistry and General Biology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs. N.J., 1087 p.
- Takahashi, T. 2004. Carbon Dioxide (CO₂) Cycle. Steele J. H., Thorpe S. A. y K.K. Turekian (ed) *Encyclopedia of Ocean Science*. Academic Press. New York: 400-407.
- Takahashi, T., J. Olafsson, J. G. Goddard, D. W. Chipman y S. C. Sutherland. 1993. Seasonal variation of CO₂ and nutrients in the high-latitude surface oceans: a comparative study. *Global Biogeochemical Cycles*, 7: 843-878.
- Torres-Moye, G., y M. J. Acosta-Ruiz. 1986. Algunas propiedades químicas indicadoras de eventos de surgencias costeras y de la contracorriente subsuperficial en un área cercana a Punta Colonet, Baja California. *Ciencias Marinas*, 12: 10-25.
- Vélez-Muñoz, H. S. 1981. Análisis cuantitativo de la variabilidad estacional y espacial de las masas de agua de 0 a 500 m en la región de la Corriente de California. Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma de Baja California. Escuela Superior de Ciencias Marinas. 131 pp.

- Venrick, E. L. y T. L. Hayward. 1984. Determining chlorophyll on the 1984 CalCOFI surveys, Calif. Coop. Ocean. Fish. Invest. Rep., 25, 74-79.
- Walsh, J. J., J. C. Kelley, T. E. Whitledge y J. J. MacIssac. 1974. Spin-up o the Baja California upwellig ecosystem. Limnol. Ocenogr., 19: 553-572.
- Walsh, J. J., 1991. Importance of continental margins in the marine biogeochemical cycling of carbon and nitrogen. Nature, 350: 53-55.
- Wooster, W. S. y J. H. Jones. 1970. California undercurrent off northern Baja California. J. Mar Res., 28: 235-250.