

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA  
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS  
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS  
POSTGRADO EN OCEANOGRAFÍA COSTERA



PALEOPRODUCTIVIDAD Y VENTILACIÓN  
EN EL PACÍFICO NORORIENTAL MEXICANO

TESIS  
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE  
DOCTOR EN CIENCIAS  
EN OCEANOGRAFÍA COSTERA  
PRESENTA:  
ALBERTO SÁNCHEZ GONZÁLEZ

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA

AGOSTO DE 2006

PALEOPRODUCTIVIDAD Y VENTILACIÓN  
EN EL PACÍFICO NORORIENTAL MEXICANO

QUE PRESENTA:

ALBERTO SÁNCHEZ GONZÁLEZ

APROBADA POR:

Presidente del Jurado



Dr. José Domingo Carriquiry Beltrán

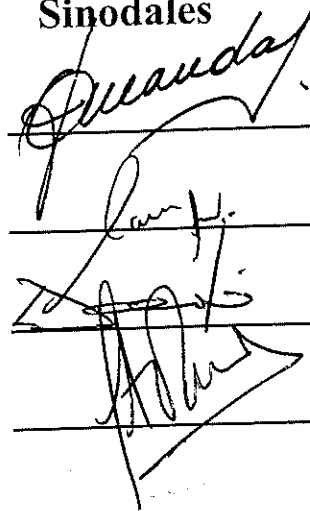
Dr. Francisco Javier Aranda Manteca

Dr. Víctor Froylán Camacho Ibar

Dr. Luis Walter Daesslé Heuser

Dr. Julio Alberto Villaescusa Celaya

Sinodales



A MI MADRE Y A MI PADRE†

A MI FAMILIA

## AGRADECIMIENTOS

Dr. José Carriquiry por todo su apoyo y su excelente dirección.

Dr. Alexander van Geen y su apoyo otorgado a través del proyecto OXMZ01-MV99.

Dr. Alexander van Geen, Dr. Víctor Camacho, Dr. Walter Daessle, Dr. Francisco Aranda y Dr. Julio A. Villaescusa por su aportación y contribución al presente trabajo.

CONACYT por su apoyo a través de su sistema de becas de postgrado.

Facultad de Ciencias Marinas y su personal administrativo.

Áreas de Geología y Física de la Facultad de Ciencias Marinas.

Los miembros del Departamento de Geoquímica Ambiental.

Mis compañeros.....muchos

.....a todos muchas Gracias!!!!

## RESUMEN

La zona de mínimo oxígeno (ZMO) es sensitiva a cambios climáticos a diversa escala de tiempo. La respuesta de la ZMO a estos cambios climáticos está relacionada con las fluctuaciones de la productividad primaria y la circulación oceánica. El objetivo general del presente trabajo fue determinar si la intensificación de la ZMO fue ocasionada por cambios en la productividad primaria, o por forzamiento de masas de agua; o si ambos procesos oceanográficos actúan simultáneamente. Para ello se analizaron el  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  de foraminíferos planctónicos y bentónicos, y se cuantificó el ópalo biogénico y carbono orgánico total sedimentario en 4 núcleos de aproximadamente 15 m de longitud colectados en la margen de Magdalena, Baja California Sur, México. El último glaciar máximo (UGM: 22-18 ka) del Pacífico Nororiental (PNO) se caracterizó por un frente hidrográfico batial a 2000 m de profundidad (nutriclina y termoclina profunda). El perfil batimétrico del  $\delta^{13}\text{C}$  por arriba del frente batial en el PNO fue menos positivo que el perfil del  $\delta^{13}\text{C}$  de la margen occidental del Pacífico Norte. Esto sugiere que el PNO fue menos ventilado que su contraparte occidental. Sin embargo, los proxies de productividad sugieren que la disminución en los niveles de oxigenación de la columna de agua fue ocasionada porque la productividad primaria en el PNO y concomitantemente, a la oxidación del material orgánico, producto de la productividad en la superficie. El PNO mantuvo condiciones oceanográficas durante la UGM muy similares a las encontradas en el Holoceno y probablemente asociado a condiciones permanentes del evento de El Niño. Los núcleos de la margen de Magdalena registraron una variabilidad climática milenial muy similar a la del núcleo de hielo GISP2 durante la última desglaciación (19-9 ka) y la etapa isotópica marina 3 (EIM-3: 55-27 ka). La intensidad de la ZMO en la margen de Magdalena se caracterizó por cambios abruptos en la oxigenación de la columna de agua durante la EIM-3. La variabilidad climática milenial registrada en los isótopos de oxígeno de la margen de Magdalena sugiere que la temperatura de la capa de mezcla fue significativamente menor durante interestadiales que en estadiales. Asimismo, durante los interestadiales, los proxies de productividad (sílice biogénico y carbono orgánico total) incrementaron significativamente sugiriendo una mayor productividad primaria. Estas condiciones oceanográficas son muy similares a las encontradas durante el desarrollo de surgencias y a las manifestadas durante el evento climático de La Niña. Durante estas fases, la ZMO fue tan intensa como lo ha sido en el Holoceno. En contraste, los estadiales estuvieron caracterizados por baja productividad, alto contenido de oxígeno y una columna de agua relativamente cálida. Esto sugiere que las condiciones oceanográficas durante los estadiales (fase fría) fueron análogas al evento de El Niño. Los ciclos estadiales-interestadiales de la EIM-3 y la variabilidad submilenial de la última desglaciación en la margen de Magdalena fueron generados por los cambios en el forzamiento oceanográfico en el Pacífico Tropical.

---

**Dr. José Domingo Carriquiry Beltrán**  
**Director de Tesis**

## ÍNDICE

### **Paleoproductividad y ventilación en el Pacífico Nororiental Mexicano**

1. Introducción	1
2. Hipótesis	2
3. Antecedentes paleoceanográficos recientes	6
4. Oceanografía del Pacífico Nororiental	8
5. Métodos	11
5.1 Isótopos de oxígeno y carbono	11
5.2 Componentes biogénicos	12
5.2.1 Ópalo biogénico	12
5.2.2 Carbono orgánico total	12
6. Referencias	13

### **Capítulo 1. Glaciar-Interglaciar. Circulación oceánica e hidrografía del Océano Pacífico Nororiental: Holoceno vs Último Glaciar Máximo.**

Resumen	16
1. Introducción	18
2. Oceanografía del Pacífico nororiental	20
2.1 Circulación de agua subsuperficial e intermedia	20
3. Métodos	21
3.1 Isótopos estables	21
4. Resultados	24
4.1. Calibración interespecífica	24
4.2 Perfiles isotópicos de la margen de Magdalena	24
4.3 $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en el agua de mar y foraminíferos bentónicos	28
4.4 $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ : UGM y Holoceno en el Pacífico Nororiental	29
4.5 Perfiles isotópicos de la UGM: Márgenes oriental y occidental del Pacífico Norte	33
5. Discusión	35
6. Conclusiones	41
7. Referencias	42

**Capitulo 2. Desglaciación (19-9 ka). La zona de mínimo oxígeno durante la última desglaciación en la margen Magdalena, Baja California Sur, México.**

Resumen	45
1. Introducción	46
2. Métodos	48
3. Resultados	50
3.1 Corrección isotópica $\delta^{13}\text{C}$ en <i>Uvigerina peregrina</i>	50
3.2. $\delta^{13}\text{C}$ en $\Sigma\text{CO}_2$ y foraminíferos vs UAO	51
3.3 Isótopos de carbono	53
3.4 Sílice biogénico, carbono orgánico total y utilización aparente de oxígeno	53
4. Discusión	56
4.1 Eventos Dryas e IntraAllerod: análogo de El Niño	58
4.2 Bolling/Allerod: análogo de La Niña	61
5. Conclusiones	63
6. Referencias	64

**Capitulo 3. Ciclos Dansgaard-Oeschger (55-27 ka). Forzamiento tropical en la ventilación y productividad oceánica de escala milenial en la margen Magdalena, Baja California Sur, México.**

Resumen	66
1. Introducción	68
2. Métodos	70
3. Resultados	71
3.1 Isótopos de oxígeno en <i>G. ruber</i> y <i>U. peregrina</i>	71
3.2 Temperatura de la capa de mezcla (TCM)	72
3.3 Isótopos de carbono en <i>U. peregrina</i>	74
3.4. Ópalo biogénico y carbono orgánico total	74
4. Discusión	75
4.1 Productividad primaria - ZMO	77
4.2 Circulación oceánica - ZMO	80
5. Conclusiones	83
6. Referencia	85

**Conclusiones generales**

1. Conclusiones generales	88
---------------------------	----

## LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Isótopos estables de los núcleos en el Pacífico Nororiental. H: Holoceno, UGM: Etapa isotópica marina 2 (22-18 ka), y ND: no datos. Los valores isotópicos de carbono y oxígeno son valores promedio con una desviación estándar  $< \pm 0.1\text{‰}$ . 23

## LISTA DE FIGURAS

### Introducción general

Figura 1. Distribución espacial de la concentración de oxígeno disuelto a lo largo de la margen continental de Baja California, durante el crucero oceanográfico OMZ01-99MV. Los círculos denotan núcleos sedimentarios colectados y las cruces lances de CTD. Los cuadros de color blanco denotan los registros sedimentarios que serán analizados durante esta propuesta de investigación (van Geen et al., 2003)..... 9

### Capítulo 1.

Figura 1. Área de estudio con la localización de los núcleos usados para la reconstrucción de la hidrografía y circulación del Pacífico Nororiental, cuyas coordenadas y profundidades se indican en la Tabla 1..... 22

Figura 2. Isótopos de carbono de *U. peregrina* (círculos azules claros) y *C. mckannai* (cuadros rojos) en el núcleo PC08. La desviación isotópica de carbono promedio entre ambas especies es +0.91‰. Los valores del  $\delta^{13}\text{C}$  de *U. peregrina* (círculos azules oscuros) corregidos se ajustan excelentemente a los valores del  $\delta^{13}\text{C}$  de *C. mckannai*..... 25

Figura 3. Perfiles  $\delta^{18}\text{O}$  de *U. peregrina* de la margen Magdalena. (A) Núcleo GC32+PC10 a 430 m. (B) Núcleo GC31+PC08 a 705 m. (C) Núcleo GC38 a 1200 m. (D) Núcleo GC37 a 970 m. Triángulo negro en los núcleos GC32+PC10, GC31+PC08 y GC38 denotan los puntos de control para el fechado radiométrico por  $^{14}\text{C}$ . Las flechas en GC38 denotan los puntos de control comparados con el núcleo 1017E (Kenneth et al., 2000). El modelo de edad del núcleo GC37 fue obtenido por comparación de la señal  $\delta^{18}\text{O}$  con otros núcleos de la margen Magdalena..... 27

Figura 4. (A)  $\delta^{18}\text{O}$  de *C. mckannai* y *C. wuellerstorfi* en función de la profundidad durante el Holoceno. Las líneas de color cercanas a los círculos y diamantes representan el  $\delta^{18}\text{O}$  de la calcita en equilibrio isotópico con el agua de mar a diferentes a  $0.5^\circ\text{N}$ , y  $120^\circ\text{W}$ ,  $22^\circ\text{N}$  y  $112^\circ\text{W}$ ,  $23^\circ\text{N}$  y  $114^\circ\text{W}$ , y  $55^\circ\text{N}$  y  $150^\circ\text{W}$ . (B)  $\delta^{13}\text{C}$  de *C. mckannai* y *C. wuellerstorfi* en función de la profundidad durante el Holoceno. Las líneas cercanas a los círculos y diamantes grises representan el  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  del cual los foraminíferos precipitan su concha. Las líneas de color representan el  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  de las estaciones de GEOSECS (A201, A500, A343, A337) cercanas a los sitios de colecta. (C)  $\delta^{18}\text{O}$  de *C. mckannai* y *C. wuellerstorfi* en función de la profundidad durante el Holoceno (símbolos grises y línea roja) y la UGM (símbolos abiertos y línea azul). El  $\delta^{18}\text{O}$  de foraminíferos con una corrección

de 1.3‰, debido al efecto del crecimiento de los casquetes polares durante el último glaciario (círculos negros y línea verde). (D) El  $\delta^{13}\text{C}$  de *C. mckannai* y *C. wuellerstorfi* en función de la profundidad durante el Holoceno (símbolos grises y línea roja) y la UGM (símbolos negros y línea roja). El  $\delta^{13}\text{C}$  de foraminíferos con una corrección de +0.32‰ por efecto de cambio secular..... 32

Figura 5. El  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  de *C. mckannai* y *C. wuellerstorfi* en función de la profundidad para varios sitios en el Pacífico occidental y oriental durante la UGM. Diamantes y cuadros verdes: nuestros datos; círculos verdes: otros datos del PNO; cuadros naranjas: datos de Matsumoto et al. (2002); círculos azules: datos de Keigwin (1992); triángulos rojos: datos de Herguera et al. (1992). Líneas de color cercanas a los símbolos representan la regresión a lo largo de los datos obtenida de una función múltiple. La línea segmentada horizontal representa la posición inferida de un frente batial a 2000 m de profundidad..... 35

## Capítulo 2

Figura 1. Localización de los núcleos sedimentarios colectados en la margen de Magdalena, Baja California Sur, México (círculos azules) y las estaciones de GEOSECS (201, 347 y 343 – círculos rojos)..... 49

Figura 2. Isótopos de carbono de *U. peregrina* (círculos azules claros) y *C. mckannai* (cuadros rojos) en el núcleo PC08. La desviación isotópica de carbono promedio entre ambas especies es +0.91‰. Los valores del  $\delta^{13}\text{C}$  de *U. peregrina* (círculos azules oscuros) corregidos se ajustan excelentemente a los valores del  $\delta^{13}\text{C}$  de *C. mckannai*..... 51

Figura 3. Valores del  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\Sigma\text{CO}_2$  (círculos azules) y foraminíferos bentónicos (círculos rojos) versus la utilización aparente de oxígeno (UAO) para el PNO. La UAO fue calculada por sustracción del oxígeno disuelto del valor en equilibrio con el oxígeno atmosférico. El oxígeno en equilibrio fue obtenido de la ecuación de Weiss (1970). Los valores del  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\Sigma\text{CO}_2$  fueron obtenidos de las estaciones de GEOSECS (201, 347, y 343). La línea continua representa la regresión para todos los datos con una  $r = -0.91$ . ..... 54

Figura 4. (A) Valores del  $\delta^{13}\text{C}$  de *Uvigerina peregrina*-corregidos (por +0.91‰) para los núcleos colectados en la Margen de Magdalena que constriñen la ZMO entre 400 m y 1000 m de profundidad, durante la última desglaciación (19 – 9 ka). Núcleo de gravedad GC32 colectado a 400 m de profundidad (línea roja); núcleo de pistón PC08 recuperado a 700 m de profundidad (línea azul); y núcleo de gravedad GC37 colectado a 1000 m de profundidad (línea verde). La línea horizontal amarilla representa el valor del  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\Sigma\text{CO}_2$  a 700 m para la estación 194 (22° 51.10' N, 110° 00.10' W); transecto P18 – WOCE. (B) Valores de los proxies de productividad del sílice biogénico (BSi % peso, línea verde oscura) y carbono

productividad del sílice biogénico (BSi % peso, línea verde oscura) y carbono orgánico total (COT % peso - línea café) del núcleo de pistón PC08. La línea negra es el  $\delta^{18}\text{O}$  del núcleo de hielo GISP2 utilizado como referencia para identificar los periodos Dryas, IntraAllerod, Allerod, y Bolling..... 55

Figura 5. Utilización aparente de oxígeno (UAO) reconstruida a profundidad, a partir de los isótopos de carbono de *Uvigerina peregrina*-corregidos, para diversos periodos de la desglaciación. Periodos calidos: Bolling - línea azul; Allerod - línea amarilla; y valores modernos - línea roja. Período frío: Younger Dryas - línea verde. El sitio ODP-849 (flecha) es usado como nivel de referencia de un buen sitio sensitivo a cambios de ventilación..... 56

### Capitulo 3.

Figura 1. Distribución espacial del contenido de oxígeno disuelto a la profundidad de 700 m, núcleo de la zona de mínimo oxígeno, en el Océano Pacífico Norte. Las isolíneas están cada  $0.5 \mu\text{m}/\text{kg}$  (Levitus y Boyer, 1994). El círculo negro denota el sitio de colecta del núcleo PC08..... 71

Figura 2. Registros sedimentarios del núcleo PC08 durante la etapa isotópica 3 (53-27 ka). Valores  $\delta^{18}\text{O}$  en: (A) *G. ruber* (línea roja) y (B) *U. peregrina* (línea azul). (C) Temperatura de capa de mezcla (TCM - línea verde) obtenida de la ecuación de Oba y Marayama (2004). Los puntos verde oscuro denotan la TCM durante los interstadiales. La línea negra representa el DSR-factor 3 del núcleo PC08 (Ortiz et al., 2004). La línea amarilla es la TCM promedio actual en la margen de Magdalena ((Levitus y Boyer, 1994)..... 73

Figura 3. Registros sedimentarios del núcleo PC08 durante la etapa isotópica 3 (53-27 ka). (A) Valores  $\delta^{13}\text{C}$  en *U. peregrina* (línea azul). (B) Utilización aparente de oxígeno calculada (UAO), a partir del  $\delta^{13}\text{C}$  en *U. peregrina*. La línea amarilla denota el valor de la UAO actual en la margen de Magdalena, a 700 m de profundidad. (C) Valores de sílice biogénico (BSi % en peso - línea verde oscura) y carbono orgánico total (COT % en peso - línea café). La línea negra representa el DSR-factor 3 del núcleo PC08 (Ortiz et al., 2004)..... 75

PALEOPRODUCTIVIDAD Y VENTILACIÓN  
EN EL PACÍFICO NORORIENTAL MEXICANO

## 1. INTRODUCCIÓN

El Océano Pacífico Nororiental (PNO) está caracterizado por una zona de mínimo oxígeno (ZMO) localizada en el intervalo de 400 a 800 m de profundidad (van Geen et al., 1996). El desarrollo de la ZMO es producto de la alta productividad primaria y la advección de masas de agua a profundidad intermedia deficientes de oxígeno (van Geen et al., 2003). La alta productividad del PNO consume el oxígeno de la columna de agua por oxidación de la materia orgánica promoviendo el desarrollo de la ZMO. Adicionalmente, las masas de agua que impregnan el PNO a profundidad subsuperficial e intermedia están caracterizadas por su bajo contenido de oxígeno, el cual ha sido consumido a lo largo de su trayectoria desde su sitio de formación.

La ZMO del PNO es sensitiva a cambios climáticos de diversa escala desde decadales hasta los grandes cambios climáticos glaciario-interglaciario. La respuesta de la ZMO a estos cambios climáticos está interrelacionada con las fluctuaciones que ocurren en la productividad primaria y la circulación oceánica.

Las primeras investigaciones realizadas en la ZMO del PNO indicaron que esta región del océano fue afectada por cambios en la circulación oceánica a profundidad intermedia (e.g., Behl y Kennett, 1996; van Geen et al., 1996; Stott et al., 1999) y concluyeron que la región del PNO donde se localiza la ZMO actual fue impregnada por una masa de agua rica en oxígeno originada en el Pacífico Norte. Recientemente, el análisis de proxies de productividad en algunas regiones del PNO ha sugerido que la ventilación observada en la ZMO es causada principalmente por cambios en la productividad primaria (Stott et al., 2000; Ortiz et al., 2004). La variabilidad climática a escalas milenial y glaciario-interglaciario obtenidas de los registros sedimentarios del PNO,

demuestran evidencias de cambios en la intensidad o debilitamiento de la ZMO. Sin embargo, los mecanismos atmosféricos y oceanográficos que producen estos cambios climáticos no están del todo entendidos y explicados.

El consenso sobre cual es el mecanismo responsable de la intensificación y/o debilitamiento de la ZMO en el PNO son tema aun de permanece debate. El objetivo general del presente trabajo es determinar si la intensificación o debilitamiento de la ZMO en el PNO es ocasionado por cambios en la productividad de la columna de agua, por forzamientos de masas de agua o si ambos procesos oceanográficos actúan de manera conjunta. Para responder a este objetivo general se analizaron una serie de variables geoquímicas (isótopos estables de oxígeno y carbono en foraminíferos planctónicos y bentónicos, ópalo biogénico y carbono orgánico total sedimentario), que han sido ampliamente usadas para reconstruir condiciones de ventilación y productividad de la columna de agua, y eventos de surgencia asociados con alta disponibilidad de nutrientes.

## **2. HIPÓTESIS**

Las condiciones climatológicas y oceanográficas que llevan al debilitamiento o intensificación de la ZMO en el PNO pueden ser reconstruidas a partir de los isótopos de oxígeno y carbono en foraminíferos planctónicos y bentónicos, así como del contenido de carbono orgánico total sedimentario y ópalo biogénico de los registros sedimentarios de la margen abierta de Magdalena. Debido a que la productividad y ventilación de la columna de agua pueden actuar sincrónicamente, o fuera de fase, ello debilitaría o reforzaría la ZMO en el PNO.

Los cambios a gran escala temporal inducidos en la ZMO pueden ser considerados similares a los producidos por el evento de El Niño. El sistema de la corriente de California es controlado por la celda de alta presión del Pacífico Norte (Hickey, 1979). La contracorriente de California es intensa durante otoño e invierno, así como también durante los eventos de El Niño, debido a un debilitamiento del sistema de alta presión del Pacífico Norte (Bograd y Lynn, 2001).

Los cambios en la productividad y la ventilación de la columna de agua detectados en los registros sedimentarios de este estudio pueden ser considerados análogos a los producidos por los eventos El Niño y La Niña, con su concomitante impacto en la ZMO. La migración hacia el sur del giro subpolar durante el último glaciador, pudo haber incrementado la ventilación oceánica hasta en la margen de Magdalena, Baja California Sur, afectando así la ZMO. La reorganización del sistema climático en el PNO afectó simultáneamente con la productividad primaria debido a una termoclina profunda y estable, evitando con ello la surgencia de nutrientes, procesos asociados con los eventos de El Niño. En contraste, durante los eventos de La Niña, la ZMO es intensificada y la productividad es incrementada.

Las herramientas paleoceanográficas propuestas para reconstruir las condiciones oceanográficas del PNO provienen de cuatro núcleos sedimentarios colectados en la margen de Magdalena, Baja California Sur; y estas variables (isótopos estables de oxígeno y carbono en foraminíferos planctónicos y bentónicos, ópalo biogénico y carbono orgánico) responden favorablemente con la variabilidad climática de escalas milenial y glaciador-interglaciador. Los isótopos estables de oxígeno, determinados en *Globigerinoides ruber* (foraminíferos planctónicos), y *Uvigerina peregrina* y *Cibicides*

*mckannai* (foraminíferos bentónicos) permitieron reconstruir las condiciones térmicas de la columna de agua, debido a que estos foraminíferos, de acuerdo a sus necesidades ecológicas, habitan a diferentes profundidades (Sautter y Thunell, 1991). Por ejemplo, *G. ruber* habita en la capa de mezcla, mientras que *U. peregrina* y *C. mckannai* lo hacen en el sedimento. El uso de los isótopos de oxígeno en estas especies, corregidos para que todos indiquen condiciones de equilibrio isotópico, permite hacer reconstrucciones de la temperatura de el océano en el pasado, a distintos niveles de la columna de agua. Una buena aproximación para determinar el gradiente relativo de temperatura es obtener la diferencia isotópica entre pares de especies que habitan a diferente profundidad, al utilizar la constante de cambio isotópico respecto a la temperatura de  $0.23\text{‰}/^{\circ}\text{C}$  (Epstein et al., 1953). De esta forma, las condiciones térmicas de la columna de agua durante los periodos fríos de los Dansgaard-Oeschger (DO's) están representadas por una termoclina profunda y muy estable, impidiendo que aguas subsuperficiales ricas en nutrientes afloren hacia la zona fótica (nutriclina profunda), y consecuentemente la productividad marina decrece. Bajo este argumento, el gradiente isotópico (i.e., temperatura relativa) del registro sedimentario deberá de ser más pequeño durante episodios cálidos (e.g., Bolling/Allerod) que en fríos (e.g., Younger Dryas).

La alta productividad oceánica en las corrientes de frontera oriental como el sistema de la corriente de California es producto de la elevada concentración de nutrientes, aportados por surgencias. Sin embargo, la productividad oceánica es afectada por cambios en las condiciones climáticas del Océano Pacífico tropical, especialmente durante el evento climático de El Niño. Durante El Niño, el sistema de surgencias a lo largo de la corriente de California se encuentra relajado por efecto del debilitamiento de

los vientos a lo largo de la costa, evitando así el aporte de nutrientes a la zona fótica (aguas de surgencia) producto de una termoclina profunda y estable; en consecuencia, los florecimientos de diatomeas disminuyen significativamente. La reconstrucción de la productividad oceánica asociada a condiciones de alta concentración de nutrientes durante surgencias puede ser directamente valorada al cuantificar los isótopos de carbono en foraminíferos bentónicos y el contenido de ópalo biogénico y carbono orgánico total preservado en el sedimento. De esta forma, la correlación existente entre una termoclina estable, nutriclina profunda, baja productividad oceánica y la climatología en condiciones de surgencia puede ser reconstruida a partir de las herramientas geoquímicas analizadas en este trabajo. De manera general, los periodos fríos de los ciclos DO's se caracterizaron por un mayor gradiente isotópico de oxígeno y carbono (e.g., gradiente de temperatura bajo y nutriclina profunda) y bajas concentraciones de ópalo biogénico y carbono orgánico. Consecuentemente, se concluye que la columna de agua estuvo sujeta a una climatología similar al evento de El Niño.

Durante, la expedición OXMZ01-Melville99 llevada a cabo a lo largo de la margen occidental de Baja California Sur se colectaron una serie núcleos sedimentarios con una tasa de sedimentación que variaron entre 10 cm/ka y 30 cm/ka (van Geen et al., 2003). Aunque nuestros registros tienen una tasa de sedimentación baja comparado con el registro de San Bárbara (~170 cm/ka), estos mostraron que la variabilidad submilennial (e.g., núcleos GC31/PC08) es similar a la documentada en el núcleo de hielo GISP2 (Ortiz et al., 2004). El registro climático de alta resolución del Océano Pacífico es el de Cuenca Santa Bárbara (Behl y Kennett, 1996). Debido a que existe debate sobre el efecto que tiene la restricción topográfica (sill) de esta cuenca, ha hecho mas difícil hacer

inferencias confiables con respecto a las condiciones oceanográficas de la columna de agua en el océano abierto (Ivanochko y Pedersen, 2004). Asimismo, los registros sedimentarios recobrados de la margen abierta mexicana (frente a Mazatlán; Ganeshram y Pedersen, 1998) y Golfo de California (Pride et al., 1999) pueden estar afectados por procesos internos del Golfo de California. Consecuentemente, los registros sedimentarios no bioturbados representativos del cambio climático submilenario están limitados a localidades con baja concentración de oxígeno como el Mar de Arabia (Schutz et al., 1998), y ahora recientemente descubierto en la margen abierta de Baja California (van Geen et al., 2003).

### **3. ANTECEDENTES PALEOCEANOGRÁFICOS**

Recientemente varios estudios paleoceanográficos han discutido sobre los posibles mecanismos oceanográficos que incrementan o disminuyen la intensidad de la ZMO en el Pacífico nororiental. Hendy y Kennett (2003) analizan la composición isotópica de oxígeno en foraminíferos bentónicos y sugieren la hipótesis de expansión-contracción de masa de agua en el Océano Pacífico y proponen dos modos de circulación a profundidad intermedia: (1) modo ventilado con agua intermedia fría, la cual impregna el PNO durante episodios fríos (i.e., estadales); y (2) modo de componente ecuatorial con agua intermedia baja en oxígeno y cálida (i.e., interstadiales). Sin embargo, Ortiz et al. (2004) al analizar la abundancia y fragmentación de Foraminíferos bentónicos y planctónicos, respectivamente, proponen que la teleconexión entre Santa Bárbara y GISP2 es producto de la variabilidad en la productividad marina y no por cambios en la ventilación de la columna de agua. Estos autores sugieren un posible mecanismo, similar

al balance moderno La Niña-El Niño que favorece una nutriclina somera con alta productividad como ocurre actualmente y durante las etapas cálidas de los ciclos DO's, este balance es alterado hacia un variabilidad mas frecuente de nutriclina profunda con baja productividad, similar a las condiciones El Niño, durante la etapa fría de los DO's. Hendy et al. (2004) encuentran que la celda de surgencia en Punta Concepción es intensa durante intervalos cálidos (i.e., mayor productividad- Bolling y Allerod) comparado con los episodios fríos (i.e., baja productividad- Younger Dryas). Estos autores encuentran que la productividad en el ultimo glaciario se incrementa ligeramente y, de esta forma, concluyen que los periodos glaciares no pueden ser considerados análogos a la fase fría de los ciclos DO's. Por otra parte, Yamamoto et al. (2004) al comparar registros de temperatura superficial del océano del Cuaternario Tardío en las márgenes de Japón y California, encuentran una variación anti-fase de escala orbital la cual esta bien correlacionada con el comportamiento de El Niño, predicho por el modelo de ENSO Zebiak-Cane (Clement et al., 1999). Esto sugiere que la dinámica del clima tropical y latitudes medias del Pacífico Norte varían en respuesta a los ciclos glaciario/interglaciario (Yamamoto et al., 2004).

Los registros sedimentarios de variabilidad submilenial han estado limitados a ciertas localidades del Pacífico ecuatorial y nororiental (e.g., Koutavas et al., 2002; Stott et al., 2002). Recientemente, Crusius et al. (2004) presentan dos registros sedimentarios de variabilidad submilenial muy cercanos al sitio de formación del agua intermedia del Pacífico Norte (AIPN). Ambos registros sugieren que la productividad marina, en esta región, incrementó durante el periodo Bolling/Allerod (fase cálida del último ciclo DO). De esta forma, la respiración de carbono orgánico incrementa en respuesta al evento de

alta productividad, al mismo tiempo que la secuencia laminada fue depositándose a lo largo del Pacífico nororiental; mecanismo que puede ser responsable de los eventos de baja oxigenación en la margen occidental de Norteamérica, independientemente de cambios significativos en la tasa de ventilación del AIPN. Kienast et al. (2004) analizan varios componentes de origen biogénico (ópalo, carbono, bario y biomarcadores moleculares) en una serie de núcleos sedimentarios colectados entre la región subártica y la frontera del giro subártico-tropical. De manera general, estos autores observan bajas concentraciones de componentes biogénicos durante periodos glaciares, sugiriendo que no hay completa evidencia sobre el incremento de la productividad durante estos periodos que cambia el paradigma sobre la fertilización de Fe, vía el aporte eólico en esta región. Sin embargo, los registros biogénicos de la zona subtropical, denotan una alta productividad durante periodos glaciares.

#### **4. OCEANOGRAFÍA DEL PACÍFICO NORORIENTAL**

El Océano Pacífico nororiental mexicano tiene una ZMO bien desarrollada en el intervalo de 400-800 m de profundidad y es el resultado de procesos biológicos (e.g., alta productividad primaria) y físicos (e.g., advección de masa de agua pobre en O<sub>2</sub>)(Figura 1; van Geen et al., 2003). El consumo de oxígeno en regiones productivas, como la margen occidental de Norteamérica, es producto de la oxidación del carbono orgánico a lo largo de la columna de agua y ocasionalmente puede ser ventilada por la advección de una masa de agua a profundidad intermedia en el Pacífico Norte (Talley, 1993; Van Scoy et al., 1991).

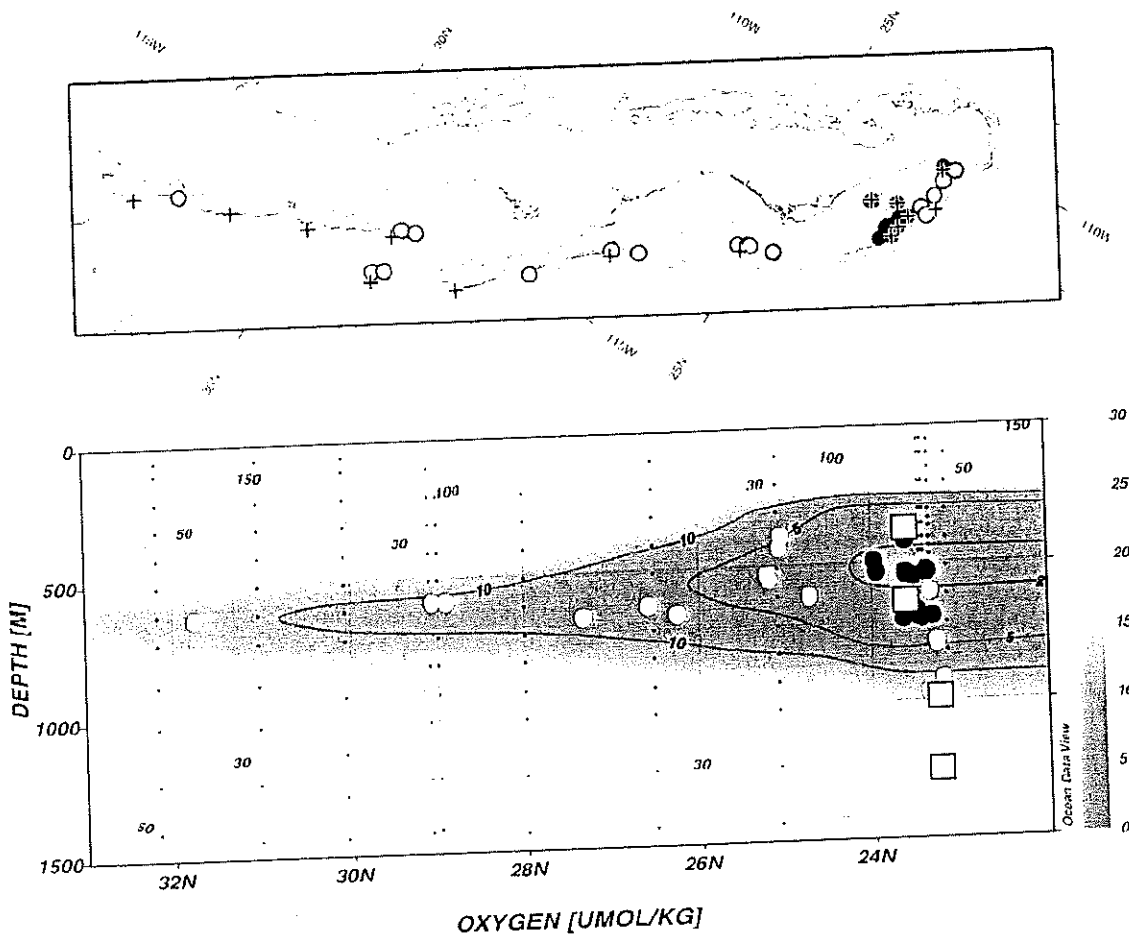


Figura 1. Distribución espacial de la concentración de oxígeno disuelto a lo largo de la margen continental de Baja California, durante el crucero oceanográfico OMZ01-99MV. Los círculos denotan sitios donde los núcleos sedimentarios fueron colectados y las cruces los lances de CTD. Los cuadros de color blanco denotan los registros sedimentarios que fueron estudiados durante esta investigación (van Geen et al., 2003).

La circulación oceánica global es, en parte, responsable de la baja concentración de oxígeno a profundidad intermedia a lo largo de la margen occidental de Norteamérica; aunado al hecho de que no existe formación de agua profunda en el Pacífico Norte. Sin embargo, el Pacífico Norte es ventilado en el Mar de Okhotsk (Talley, 1993) y el Golfo de Alaska (Van Scoy et al., 1991) a profundidades relativamente someras comparado con la ventilación del Océano Atlántico Norte, donde ocurre la formación de agua profunda y

por convección vertical lleva agua superficial rica en oxígeno hacia el océano abisal. El AIPN esta centrada en la isopícnica de  $\sigma_{\theta} = 26.8$ ; esta superficie de densidad se ubica en el intervalo de profundidad de varios cientos de metros hasta 150 m en el Golfo de Alaska (Talley, 1993; Reid, 1997). El AIPN formada en el Mar de Okhotsk cruza hacia el sur dentro del giro subtropical, y viaja hacia el Este en dirección a la costa de Norteamérica (Reid, 1997); mientras que el AIPN formada en el Golfo de Alaska (van Scoy y Druffel, 1993) viaja hacia el sur a lo largo margen del Pacífico nororiental (Yu et al., 2000). En la inmediaciones adyacentes a la margen de la Alta y Baja California, en la superficie de densidad de  $\sigma_{\theta} = 26.8$ , la corriente subsuperficial de California transporta agua vieja baja en oxígeno, de la región ecuatorial (Lynn y Simpson, 1987) a la región de surgencias del Pacífico nororiental tropical. Así, la observación actual de la concentración de oxígeno a profundidad intermedia lo largo de la margen occidental de Norteamérica esta balanceada por la relativa influencia de aguas ricas en oxígeno del Pacífico Norte y aguas pobres en oxígeno del Ecuador (Lynn y Simpson, 1987; Van Scoy y Druffel, 1993; Reid, 1997).

Tanto las observaciones modernas (e.g., Lynn y Simpson, 1987; Wong et al., 1999; Auad et al., 2003), como el registro geológico (Behl y Kennett, 1996; Schutlz et al., 1998; Ortiz et al., 2004) proveen evidencia que la intensidad de la ZMO es sensitiva al clima. Datos hidrográficos colectados por CALCOFI muestran que la temperatura, salinidad y oxígeno disuelto a 500 m de profundidad, a lo largo de la margen oriental del Pacífico Norte, han variado interanual y decadalmente (Lynn y Simpson, 1987; Wong et al., 1999; Auad et al., 2003). Recientemente, el uso de trazadores antropogénicos provee la más completa evidencia de la ventilación de aguas superficiales y la propagación del agua intermedia a profundidad intermedia en el Pacífico Norte (van Geen et al.,

sometida). Los análisis de tritio ( $^3\text{H}$ ) en el Golfo de Alaska y la Corriente de California demuestran que la ventilación en el Pacífico Norte es sensible a los eventos climáticos de El Niño (Van Scoy y Druffel, 1993). La convección vertical en el Golfo de Alaska, durante El Niño, se ve incrementada y se extiende hasta la superficie de densidad de 26.8. En contraste, los perfiles de salinidad y tritio en el giro subtropical de la corriente de California, indican una reducción significativa en la ventilación del giro subtropical, y al mismo tiempo la ventilación se incrementa en el giro de Alaska (Van Scoy et al., 1991). Sin embargo, la productividad a lo largo del Pacífico nororiental es significativamente menor durante El Niño y el efecto de la reducida ventilación en el giro subtropical puede, por lo tanto, ser menor debido a una reducida demanda de oxígeno ligada a la baja productividad. Durante La Niña, la ventilación del Pacífico nororiental, por parte del giro subtropical, es mitigada por las condiciones de alta productividad en la columna de agua y el bombeo de agua de fondo pobre en oxígeno, pero rica en nutrientes.

## 5. MÉTODOS

### 5.1 Isótopos de oxígeno y carbono

Las muestras colectadas de cada núcleo para el análisis isotópico en carbonatos se lavaron en húmedo, utilizando un juego de tamices de  $63\mu\text{m}$  y  $150\mu\text{m}$ . Cada muestra se transfirió a una caja de petri y fueron secadas entre  $40\text{-}50^\circ\text{C}$ . Posteriormente, las especies de interés (*G. ruber*, *U. peregrina* y *C. mckannai*) fueron separadas de otras especies bajo identificación en microscopio estereoscópico. Aproximadamente, 20-30 foraminíferos de cada especie fueron separados para su análisis isotópico. Los valores  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  de *Globigerinoides ruber*, *Uvigerina peregrina* y *Cibicides mckannai* fueron medidos en un

espectrómetro de masas micromass OPTIMA automatizado para carbonatos. Las mediciones isotópicas fueron calibradas usando el material de referencia certificado carbonato de calcio NBS-19 (National Bureau of Standards) y un estándar interno secundario de mármol (M-IIO) elaborado en el laboratorio de isótopos estables del Instituto de Investigaciones Oceanológicas de la Universidad Autónoma de Baja California. La precisión analítica fue mejor de 0.04‰ para carbono y mejor de 0.08‰ para el oxígeno.

## **5.2 Componentes biogénicos sedimentarios**

### **5.2.1 Ópalo biogénico**

El contenido de ópalo biogénico (BSi) se analizó por el método de extracción alcalina (Mortlock y Froelich, 1989). El sílice se midió después de la dilución de las muestras usando el método espectrofotométrico azul de molibdato (Strickland and Parsons, 1968). El 10% de las muestras se analizaron por duplicado para valorar la precisión del método de extracción. La concentración de sílice disuelto se convierte a BSi y fue expresado en porcentaje en peso. La precisión del método fue <5%.

### **5.2.2 Carbono orgánico total sedimentario**

La determinación del carbono orgánico sedimentario (porcentaje en peso) de cada muestra fue cuantificada en un analizador elemental marca LECO con previa eliminación de los carbonatos por disolución ácida. La precisión analítica fue <0.5%, utilizando el análisis repetido (n = 50) de cistina como estándar.

## 6. REFERENCIAS

- Auad G., Kennett, J.P., Miller, A. J., 2003. North Pacific Intermediate Water response to a modern climate warming shift. *Journal Geophysical Research* 108, C11, 3349, doi:10.1029/2003JC001987.
- Behl, R. J., and Kennett, J. P., 1996, Brief interstadial events in the Santa Barbara Basin, NE Pacific, during the past 60 kyr: *Nature*, v. 379, p. 243–246.
- Bograd, S., Lynn, R.J., 2001. Physical-biological coupling in the California Current during the 1997-1998 El Niño-La Niña cycle. *Geophysical Research Letters*, 28, 275-278.
- Clement, A., Seager, R., and Cane, M., 1999. Orbital controls on the tropical climate. *Paleoceanography* 14, 441–456.
- Crusius, J., Pedersen, T.F., Kienast, S., Keigwin, L., Labeyrie, L., 2004. Influence of northwest Pacific productivity on North Pacific Intermediate Water oxygen concentrations during the Bølling-Ållerød interval (14.7–12.9 ka). *Geology* 32, 633–636.
- Epstein, S., Buchsbaum, S.R., Lowenstein, H.A., Urey, H.C., 1953. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society American Bulletin*, 64, 1315-1326.
- Ganeshram, R.S., and Pedersen, T.F., 1998. Glacial-interglacial variability in upwelling off NW Mexico: implications for Quaternary palaeoclimate. *Paleoceanography*, 13, 634-645.
- Hendy I., Kennett, J., 2003. Tropical forcing of North Pacific Intermediate Water distribution during Late Quaternary rapid climate change?. *Quaternary Science Reviews*, 22,673-689.
- Hendy, I. L.; Pedersen, T. F.; Kennett, J. P.; Tada, R., 2004. Intermittent existence of a southern Californian upwelling cell during submillennial climate change of the last 60 kyr. *Paleoceanography* 9, PA3007 10.1029/2003PA000965.
- Hickey, B.M., 1979. The California Current System- Hypotheses and facts. *Progress in Oceanography*, 8, 191-279.
- Ivanochko, T. S., Pedersen, T.F., 2004. Determining the influences of Late Quaternary ventilation and productivity variations on Santa Barbara Basin sedimentary oxygenation: a multi-proxy approach, *Quaternary Science Reviews*, 23, 4467-480.
- Kienast, S., Hendy, I.L., Crusius, J., Pedersen, T. F., Calvert, S. E., 2004. Export Production in the Subarctic North Pacific over the Last 800 kyrs: No Evidence for Iron Fertilization?. *Journal Oceanography*, 60, 189-203.
- Koutavas, A., Lynch-Stieglitz, J., Marchitto, T. M., Sachs, J. P., 2002. El Niño-Like Pattern in Ice Age Tropical Pacific Sea Surface Temperature. *Science* 297, 226– 230.
- Lynn, R. J., Simpson, J. J., 1987. The California Current system: the seasonal variability of its physical characteristics, *Journal Geophysical Research*. 92, 12947-12966.
- Mortlock, R.A., Froelich, P.N., 1989. A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep-Sea Research Part A* 36, 1415–1426.
- Ortiz, J. D., O'Connell, S. B., DelViscio, J., Dean, W., Carriquiry, J. D., Marchitto, T. M., Zheng, Y., van Geen, A., 2004. Enhanced marine productivity off western North America during warm climate intervals of the past 52 k.y. *Geology* 32, 521-524.

- Pride, C., Thunell, R., Sigman, D., Keigwin, L., Altabet, M., Tappa, E., 1999. Changes in North Pacific intermediate water ventilation since the last glacial maximum: Nitrogen isotopic evidence from the Gulf of California. *Paleoceanography* 14, 397-409.
- Reid, J., 1997. On the total geostrophic circulation of the Pacific Ocean: Flow patterns, tracers, and transports. *Progress in Oceanography* 39, 263-352.
- Sautter, L.R., Thunell, R.C., 1991. Seasonal variability in the  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  of planktonic foraminifera from an upwelling environment: sediment trap results from the San Pedro Basin, Southern California Bight. *Paleoceanography*, 6, 307-334.
- Stott, L.D., M. Nuemann, and D. Hammond, 1999. Intermediate water ventilation on the northeastern Pacific margin during the late Pleistocene inferred from benthic foraminiferal  $\delta^{13}\text{C}$ . *Paleoceanography*, 15, 161-169.
- Stott, L.D. Berelson, W., Gorsline, D., Douglas, R., 2000. Increased dissolved oxygen in Pacific Intermediate waters due to lower rates of carbon oxidation in sediments. *Nature* 407, 367-370.
- Stott, L.D., Poulsen, C., Lund, S., Thunell, R., 2002. Super ENSO and Global Climate Oscillations at Millennial Time Scales. *Science* 297, 222-226.
- Talley, L.D., 1993. Distribution and formation of North Pacific Intermediate Water. *Journal Physical Oceanography*, 23, 517-537.
- Van Scoy, K. A., Druffel, E. R. M., 1993. Ventilation and transport of thermocline and intermediate waters in the Northeast Pacific during recent El Niños, *Journal Geophysical Research*, 98, 18083-18088.
- Van Scoy, K.A., Olson, D.B., Fine, R.A., 1991. Ventilation of North Pacific intermediate waters-The role of the Alaskan gyre. *Journal Geophysical Research*, 96, 16801-16810.
- van Geen, A., Fairbanks, R. G., Dartnell, P., McGann, M., Gardner, J. V., Kashgarian, M., 1996. Ventilation changes in the northeast Pacific during the last deglaciation, *Paleoceanography* 11, 519-528.
- van Geen, A., Zheng, Y., Bernhard, J. M., Cannariato, K. G., Carriquiry, J., Dean, W. E., Eakins, B. W., Ortiz, J. D., Pike, J., 2003, On the preservation of laminated sediments along the western margin of North America: *Paleoceanography*, 18, 1098, doi:10.1029/2003PA000911
- Yamamoto, M., Oba, T., Shimamune, J., Ueshima, T., 2004. Orbital-scale anti-phase variation of sea surface temperature in mid-latitude North Pacific margins during the last 145,000 years. *Geophysical Research Letters*, 31 L16311 10.1029/2004GL020138.
- Yu, Z., McCreary, J.P., Kessler, W.S., Kelly, K.A., 2000. Influence of equatorial dynamics on the Pacific North Equatorial Countercurrent. *Journal Physical Oceanography*. 30, 3179-3190.
- Wong, A. P. S., Bindo, N. L., Church, J. 1999. Large-scale freshening of intermediate waters in the Pacific and Indian Oceans. *Nature*, 400, 440-443.

## **CAPÍTULO 1:**

# **CIRCULACIÓN E HIDROGRAFÍA DEL OCÉANO PACÍFICO NORORIENTAL: HOLOCENO vs ULTIMO GLACIAR MÁXIMO**

## RESUMEN

El Océano Pacífico Nororiental (PNO) ha recibido muy poca atención en término de su hidrografía y circulación regional a escala glacial e interglacial comparada, con el Océano Atlántico. Usando trazadores isotópicos  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  en foraminíferos bentónicos de núcleos sedimentarios colectados en la margen de Magdalena, Baja California Sur, y combinados con datos publicados del Océano Pacífico, en este estudio se enfatizan las principales características de la circulación del Océano Pacífico en escalas de tiempo glacial e interglacial. Los perfiles del  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  a profundidad no muestran diferencias notables durante el Holoceno y el último glacial máximo (UGM), excepto en los núcleos colectados a profundidades menores de 2000 m. Los perfiles isotópicos para ambos isótopos muestran una misma tendencia hacia valores más positivos por encima de 2000 m de profundidad, que sugirieron la existencia de marcadas termoclinas y nutriclinas batiales, que inician a 2000 m de profundidad, durante el UGM. Las reconstrucciones regionales de la hidrografía, a partir del  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  en foraminíferos, para los océanos Atlántico, Índico, Pacífico Occidental y ahora en el Pacífico Nororiental indican que el frente batial fue una característica del océano global durante la UGM. Por arriba de 1500 m de profundidad, el perfil de  $\delta^{13}\text{C}$  en el PNO es 0.4‰ más negativo que el del Pacífico Occidental. Esto sugiere que en condiciones glaciares el PNO mantiene una columna de agua con productividad biológica y consumo de oxígeno más alta con un decremento simultáneo en las tasas de ventilación, comparado con su contraparte occidental. Esto indica también que el sistema de vientos generadores de surgencias en esta región se mantuvo relativamente activo durante el UGM, ocasionado posiblemente por el fuerte

gradiente termal entre la región subsolar y tropical. Bajo este escenario, la oceanografía del PNO durante el UGM se caracterizó por condiciones análogas al evento de El Niño.

## 1. INTRODUCCIÓN

La distribución del  $\delta^{13}\text{C}$  del carbono inorgánico disuelto ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ ) en el océano es controlada por el intercambio gaseoso océano-atmósfera, el consumo biológico a profundidad somera, la descomposición de la materia orgánica en la columna de agua y su transporte a través de la circulación oceánica (Broecker y Peng, 1982). Aunque ciertos géneros de foraminíferos bentónicos (ejem. *Cibicidoides* y *Cibicides*) secretan su concha con valores de  $\delta^{13}\text{C}$  muy cercanos del  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  del ambiente en el cual ellos viven (Woodruff et al., 1980; Belanger et al., 1981; Graham et al., 1981; Zahn et al., 1986), el  $\delta^{13}\text{C}$  de estas especies puede ser usado también como trazador de nutrientes (Boyle y Keigwin, 1985/1986). En consecuencia, los registros del  $\delta^{13}\text{C}$  de *Cibicidoides* y *Cibicides* han sido ampliamente usados en los ciclos climáticos del Cuaternario como indicadores de cambios en circulación y ventilación de aguas intermedias y profundas (e.g., Keigwin, 1987; van Geen et al., 1996; Keigwin, 1998; Lund y Mix, 1998; Matsumoto y Lynch-Stieglitz, 1999).

Durante las últimas décadas, la circulación e hidrografía del océano ha sido el tema central de muchas investigaciones paleoceanográficas. A pesar del interés en este tema, la circulación de aguas subsuperficiales e intermedias en el Pacífico Nororiental (PNO) han sido poco documentada. A pesar del volumen de las masas aguas subsuperficiales e intermedias es relativamente menor en relación con las aguas profundas, su porque en los procesos climáticos del Cuaternario es altamente relevante.

Las reconstrucciones hidrográficas regionales del Océano Pacífico basadas en foraminíferos bentónicos se han restringido principalmente al Pacífico Occidental (Herguera et al., 1992; Keigwin, 1998; Matsumoto y Lynch-Stieglitz, 1999; Matsumoto

et al., 2001; Matsumoto et al., 2002). Estos estudios han sugerido la existencia de un frente hidrográfico a 2000 m de profundidad que divide las aguas pobres en nutrientes ( $\delta^{13}\text{C}$  positivo) en la superficie de las aguas ricas en nutrientes ( $\delta^{13}\text{C}$  negativo) a profundidad, sugiriendo mayor formación de agua intermedia en el Océano Pacífico durante la UGM. Actualmente, las condiciones oceanográficas glaciares del Océano Pacífico no han sido investigadas con mucho detalle y se desconoce si el registro isotópico de esta región es capaz de registrar la existencia de un frente hidrográfico batial y, por lo tanto, sugerir una probable distribución global durante condiciones glaciares.

Recientemente, Kienast et al. (2004) y Hendy et al. (2004) observaron en algunos núcleos colectados en la margen de California y el giro subtropical del Pacífico Norte un incremento significativo de la productividad primaria durante la UGM, relativo al Holoceno, lo cual sugiere que la UGM no debe ser considerada análoga a la fase fría de los ciclos DO's (e.g., Patrick y Thunell, 1997; Hendy et al., 2004). Bajo estos argumentos, la distribución batimétrica del  $\delta^{13}\text{C}$  en el PNO debió mostrar una desviación isotópica de carbono respecto del perfil del  $\delta^{13}\text{C}$  de la margen occidental del Pacífico Norte, como resultado del relativo incremento de la productividad primaria observada en la región durante la UGM.

En este estudio se revisa el estado del conocimiento de la hidrografía y circulación del PNO durante la UGM desde la perspectiva de la distribución de nutrientes durante el periodo que abarca de 22 a 18 ka. Adicionalmente se presentan datos isotópicos de foraminíferos bentónicos (*U. peregrina* y *C. mckannai*) de una nueva serie de núcleos colectados en la margen de Magdalena, Baja California Sur, México, los cuales proveen una nueva señal en la distribución batimétrica del  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\Sigma\text{CO}_2$  que caracterizó el

Océano Pacífico nororiental durante el UGM en el intervalo de profundidad de 400 a 1200 m. Combinando estos datos isotópicos nuevos con trabajos previamente publicados del Océano Pacífico, el perfil del  $\delta^{13}\text{C}$  es complementado a niveles de profundidad subsuperficial e intermedia, permitiendo: (1) definir la existencia de un frente batial hidrográfico, (2) inferir si el PNO actúa como trampa de nutrientes que permitió incrementar de la productividad primaria durante la UGM, (3) inferir los procesos oceanográficos responsables de la productividad primaria durante la UGM, y determinar si esta situación es análoga al evento climático de El Niño.

## **2. Oceanografía del Pacífico nororiental**

### **2.1 Circulación de agua subsuperficial e intermedia**

El Agua Intermedia del Pacífico Norte (AIPN) es formada en el frente de Oyashio (Talley, 1993), en el Mar de Okhotsk (Talley, 1991), y en el giro de Alaska (Van Scoy et al., 1991). El núcleo del AIPN se encuentra a una profundidad de 300-700 m y está caracterizado por un mínimo de salinidad, alto contenido de oxígeno y  $\sigma_{\theta} = 26.7-26.9$  (Reid, 1965).

La señal del AIPN es geográficamente menos coherente en la región subyacente a la Corriente de California, donde el agua intermedia es transicional entre el AIPN y agua intermedia de origen tropical (Schmitz, 1995). El contenido de oxígeno del Agua Intermedia Ecuatorial es mucho más bajo que el del AIPN, con una zona de mínimo oxígeno (ZMO) centrada a 800 m (van Geen et al., 1996). La alta salinidad y baja concentración de oxígeno a lo largo de la margen del PNO a profundidad intermedia,

refleja la influencia de agua tropical suministrada por la corriente subsuperficial Ecuatorial y California, que fluye hacia los polos.

La origen del agua con alta salinidad en el PNO es el Agua Subsuperficial Ecuatorial (ASsE) (Tsuchiya, 1981), que fluye de Oeste a Este, por debajo de la zona de divergencia ecuatorial. Para el tiempo en que llega el ASsE a las márgenes mexicana y peruana, el contenido de oxígeno disminuye significativamente a causa de la alta productividad biológica que sustenta una alta carga orgánica a la columna de agua y por lo tanto, disminuye el contenido de oxígeno (Wyrski, 1967).

### 3. MÉTODOS

Los registros geoquímicos de un total de 31 núcleos sedimentarios del PNO fueron usados para responder a los objetivos del presente trabajo sobre la hidrografía y la circulación oceánica glacial (Figura 1). Cuatro de estos núcleos GC32, PC10, GC31, PC08, GC37 y GC38 proveen nuevos datos de la margen abierta de Magdalena, Baja California Sur, México (Tabla 1).

#### 3.1 Isótopos estables

Los valores  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  de *Uvigerina peregrina* y *Cibicides mckannai* fueron medidos en un espectrómetro de masas micromass OPTIMA automatizado para carbonatos. Las mediciones isotópicas fueron calibradas usando el material de referencia certificado carbonato de calcio NBS-19 (National Bureau of Standards) y un estándar interno secundario de mármol (M-IIO) elaborado en el laboratorio de isótopos estables del Instituto de Investigaciones Oceanológicas de la Universidad Autónoma de Baja

California. La precisión analítica fue mejor de 0.04‰ para carbono y mejor de 0.08‰ para el oxígeno.

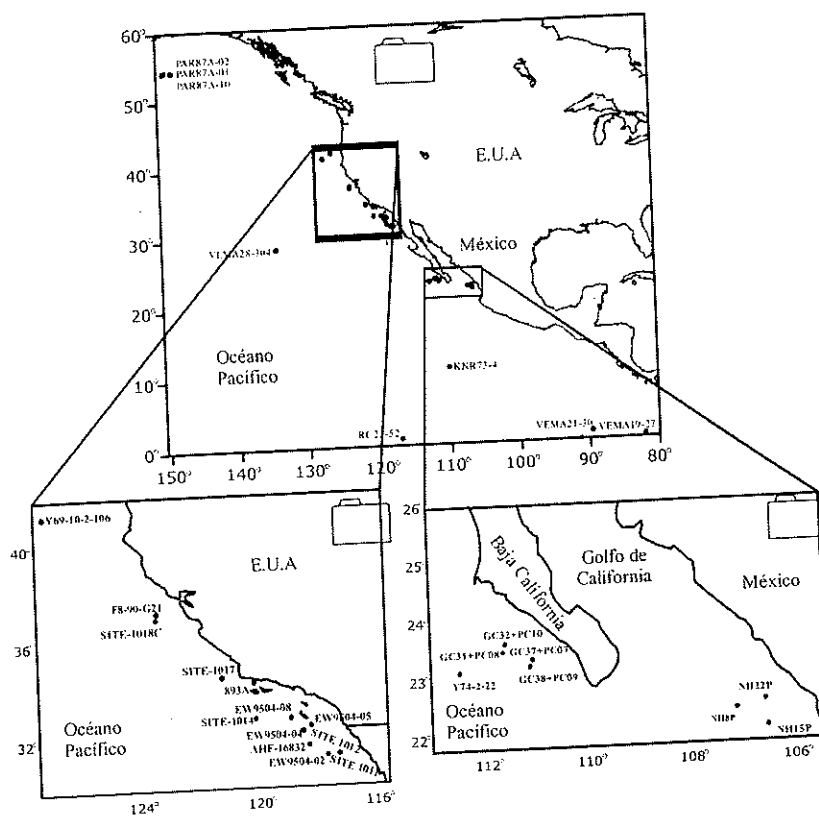


Figura 1. Área de estudio con la localización de los núcleos usados para la reconstrucción de la hidrografía y circulación del Pacífico Nororiental, cuyas coordenadas y profundidades se indican en la Tabla 1.

Tabla 1. Isótopos estables de los núcleos en el Pacífico Nororiental. H: Holoceno, UGM: último glaciario máximo 2 (22-18 ka), y ND: no datos. Los valores isotópicos de carbono y oxígeno corresponden a valores promedio con una desviación estándar  $\pm 0.1\%$ .

Núcleos	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Profundidad (m)	$\delta^{18}\text{O}$		$\delta^{13}\text{C}$	
				H	UGM	H	UGM
<sup>2</sup> NH15P	22.07	106.48	420	1.28	2.41	ND	ND
<sup>1</sup> GC32+PC10	23.61	111.56	433	1.31	2.69	-0.14	0.06
<sup>3</sup> 893-A	34.29	120.03	577	1.90	3.37	ND	ND
<sup>4</sup> VEMA-21-30	01.22	089.68	617	2.11	3.26	-0.19	ND
<sup>1</sup> GC31+PC08	23.47	111.60	686	1.42	3.08	-0.20	-0.05
<sup>12</sup> SITE 1017	34.53	121.10	956	2.44	3.82	ND	ND
<sup>1</sup> GC37	23.33	111.02	978	2.60	2.91	-0.12	-0.15
<sup>10</sup> SITE 1019	49.80	124.80	1000	ND	3.09	ND	-0.24
<sup>2</sup> NH8P	22.39	107.08	1018	2.02	3.37	ND	ND
<sup>11</sup> SITE 1014	32.83	119.98	1177	2.12	3.73	-0.20	-0.30
<sup>1</sup> GC38	23.22	111.08	1269	2.04	3.50	-0.14	-0.33
<sup>4</sup> VEMA-19-27	00.47	082.06	1373	2.41	3.98	-0.32	-0.25
<sup>6</sup> EW9504-08	32.80	118.80	1442	2.69	3.67	-0.10	-0.25
<sup>7</sup> F8-90-G21	37.22	123.24	1605	2.43	3.82	ND	-0.49
<sup>6</sup> EW9504-04	32.28	118.40	1759	2.33	3.78	-0.31	-0.17
<sup>5</sup> SITE 1012B	32.28	118.38	1783	2.65	4.13	-0.09	-0.19
<sup>6</sup> EW9504-05	32.48	118.13	1818	2.46	ND	-0.26	-0.20
<sup>6</sup> AHF16832	31.67	118.18	1915	2.56	3.97	-0.26	-0.31
<sup>2</sup> NH22P	22.52	106.52	2025	2.70	3.99	ND	ND
<sup>5</sup> SITE 1011	31.28	117.18	2033	2.58	4.12	-0.09	-0.31
<sup>6</sup> EW9504-02	31.25	117.58	2042	2.57	3.99	-0.20	-0.52
<sup>5</sup> SITE 1018C	36.98	123.28	2476	2.71	4.54	-0.27	-0.36
<sup>8</sup> W8709A-13PC	42.10	125.80	2712	ND	4.31	ND	-0.53
Y69-10-2 106	41.30	127.00	2743	2.83	4.22	-0.01	-0.57
<sup>9</sup> PAR 87A-02	54.29	149.61	2920	ND	4.28	ND	-0.33
<sup>4</sup> VEMA-28-304	28.53	134.13	2942	2.69	4.37	ND	ND
<sup>10</sup> Y74-2-22	23.13	112.44	3054	2.89	4.52	ND	ND
<sup>9</sup> PAR 87A-01	54.42	149.43	3480	2.63	4.25	-0.01	ND
<sup>9</sup> PAR 87A-10	54.36	148.47	3664	2.83	4.36	0.18	-0.39
<sup>4</sup> KNR 73-4	10.90	110.03	3681	2.47	ND	0.25	-0.22
<sup>4</sup> RC-23-52	01.00	117.00	3949	2.88	4.15	0.27	-0.14

1 Este estudio; 2 Ganesrham et al. (1998); 3 Kenneth et al., (1995); 4 Matsumoto et al. (1999); 5 Andreasen et al. (2000); 6 Stott et al. (2000); 7 van Geen et al. (1996); 8 Lund and Mix, (1998); 9 Zhan et al. (1992); 10 Lyle et al. (2000); 11 Hendy y Kenneth (2000); 12 Kenneth et al. (2000).

## 4. RESULTADOS

### 4.1 Calibración interespecífica

Evidencias recientes han confirmado que el  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  de *C. wuellerstorfi* y *C. mckannai* se encuentran en equilibrio isotópico de oxígeno y carbono (Kim y Neill, 1997; Stott et al., 2000). En consecuencia se considerará que el  $\delta^{13}\text{C}$  de *C. wuellerstorfi* y *C. mckannai* constituye un proxy confiable del  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  del océano (Duplessy et al., 1984; Keigwin, 1998; Stott et al., 2000). La presencia de *C. mckannai* y *U. peregrina* en los mismos intervalos de profundidad en los núcleos GC31, PC08, GC37 y GC38 permitió obtener un factor de corrección isotópica para carbono y oxígeno. Los datos isotópicos de carbono en *U. peregrina* y *C. mckannai* medidos en los mismos intervalos de profundidades para el núcleo PC08 (Figura 2) denotan una desviación isotópica de carbono promedio de +0.91‰ (y -0.64‰ para el oxígeno). Al corregir los valores de carbono de *U. peregrina* en +0.91‰ estos valores se ajustan excelentemente a los valores isotópicos de carbono de *C. mckannai* (Figura 2)

### 4.2 Perfiles isotópicos de la margen de Magdalena

Los perfiles isotópicos de oxígeno y carbono de *U. peregrina* y *C. mckannai* correspondientes a los núcleos GC32, PC10, GC31, PC08, GC37 y GC38, se muestran en la Figura 3. Los valores isotópicos de *U. peregrina* fueron corregidos a valores isotópicos de *C. mckannai* por un factor de corrección de -0.64‰ para el oxígeno y de +0.91‰ para el carbono. De estos núcleos, el GC32, PC10, GC31, PC08 y GC38 (Figura 3A,B,D) fueron fechados radiométricamente por  $^{14}\text{C}$  (van Geen et al., 2003). El modelo de edad del núcleo GC38, con dos fechados radiométricos, fue complementado al comparar

puntos de control entre el perfil del  $\delta^{18}\text{O}$  en el núcleo GC38 (Figura 3D) con el perfil del  $\delta^{18}\text{O}$  en el núcleo 1017E (Kenneth et al., 2000). De esta forma se obtuvo una mejor modelo de edad para los intervalos colectados que están dentro de los dos horizontes fechados radiométricamente. En base al modelo de edad se calculó una tasa de sedimentación para el núcleo GC38 de  $\sim 10$  cm/ka, durante el intervalo de 25-0ka. El núcleo GC37 no fue fechado radiométricamente y su modelo de edad se obtuvo al comparar puntos de control entre el perfil del  $\delta^{18}\text{O}$  en el núcleo GC37 y los perfiles del  $\delta^{18}\text{O}$  de los núcleos fechados GC32, PC10, GC31, PC08 y GC38 (Figura 3). Este núcleo, GC37, presentó una tasa de sedimentación  $\sim 20$  cm/ka, para el intervalo de 23-0 ka.

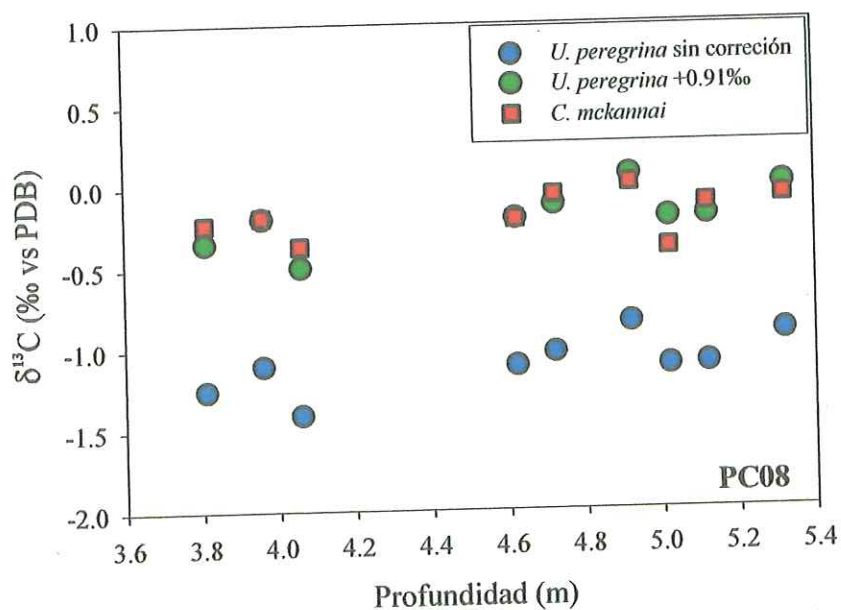


Figura 2. Isótopos de carbono de *U. peregrina* (círculos azules) y *C. mckannai* (cuadros rojos) en el núcleo PC08. La desviación isotópica de carbono promedio entre ambas especies es +0.91‰. Los valores del  $\delta^{13}\text{C}$  de *U. peregrina* (círculos verdes) corregidos se agrupan a los valores del  $\delta^{13}\text{C}$  de *C. mckannai*.

Los perfiles del  $\delta^{18}\text{O}$  de los núcleos GC32 y PC10 (Figura 3A), y GC31 y PC08 (Figura 3B) registraron completamente el Holoceno; mientras que, los núcleos GC37 (Figura 3C) y GC38 (Figura 3D) solo registraron el Holoceno medio y temprano. El UGM quedó registrado en todos los núcleos de la margen de Magdalena, excepto el núcleo GC32 y PC10 que se extendió hasta 18 ka (Figura 3A). Los registros isotópicos de oxígeno entre el Holoceno y el UGM mostraron una diferencia isotópica promedio para todos los núcleos de 0.44‰. Si esta diferencia isotópica es debida solo a temperatura, después de sustraer el valor de 1.3‰ por efecto del volumen de hielo, entonces la temperatura del océano glacial por debajo de los 2000 m fue  $\sim 2^\circ\text{C}$  más fría que la temperatura registrada en el Holoceno, considerando una constante de  $0.23\text{‰}/^\circ\text{C}$  (Epstein et al., 1953).

Los perfiles del  $\delta^{13}\text{C}$  en la mayoría de los niveles (Figura 3E-H) incluyeron el UGM y el Holoceno, con excepción del núcleo GC38 (Figura 3H) cuya edad es de 8 ka en su parte superior. Aunque el núcleo GC38 no contiene completo el registro del Holoceno, se considera que los datos isotópicos disponibles son representativos del Holoceno. Específicamente, el cambio isotópico glacial-interglacial en GC38 (de 0.41‰) es razonable y muy similar al valor observado en los registros isotópicos de carbono ubicados a la misma profundidad en la margen de California (Stott et al., 2000).

Los perfiles del  $\delta^{13}\text{C}$  sistemáticamente muestran una tendencia a incrementar gradualmente del UGM al Holoceno (Figura 3E-H). El cambio isotópico hacia valores más positivos parece ser más grande que el cambio secular de 0.32 ‰. Para el Atlántico tropical (Zhan et al., 1986) y el Pacífico Noroccidental (Keigwin, 1998), el valor isotópico de *U. peregrina* decrece durante la desglaciación en asociación con el

incremento en el flujo del carbono orgánico, como resultado del incremento en la productividad primaria durante la transición glacial-interglacial (Zhan et al., 1986; Keigwin, 1998; Crusius et al., 2004).

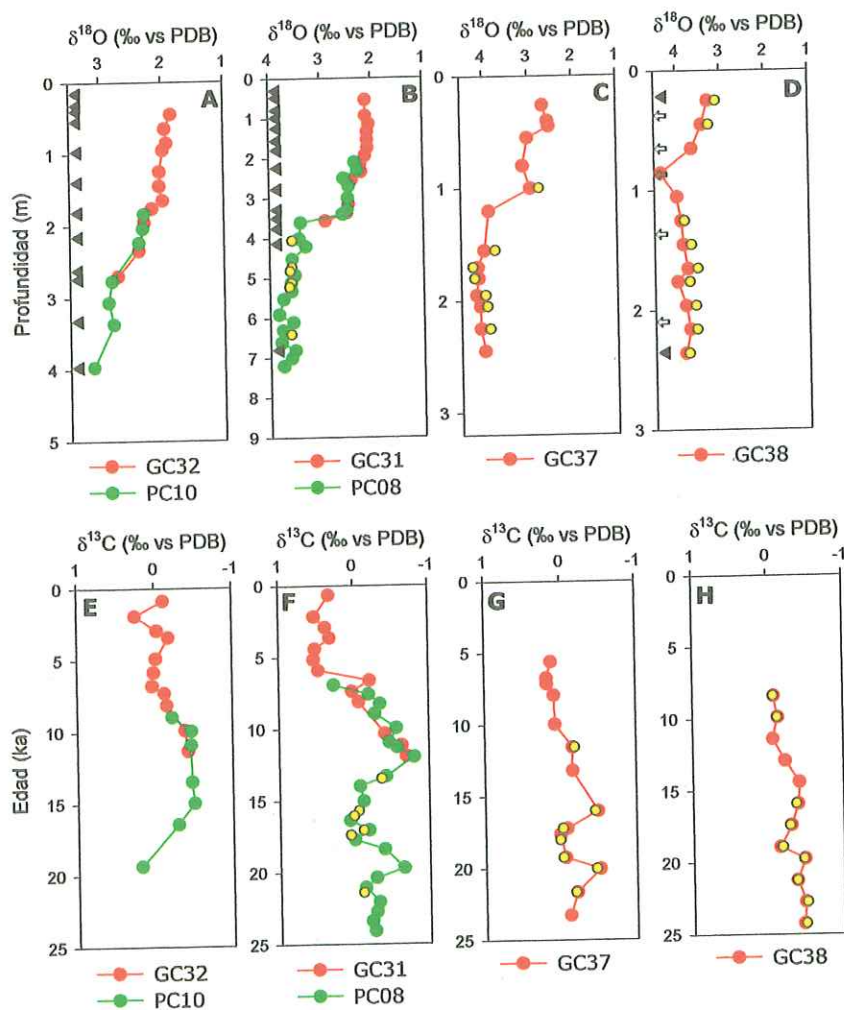


Figura 3. Perfiles  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  de *U. peregrina* (círculos rojos y verdes) y *C. mckannai* (círculos amarillos) de la margen Magdalena. (A) Núcleo GC32+PC10 a 430 m. (B) Núcleo GC31+PC08 a 705 m. (C) Núcleo GC38 a 1200 m. (D) Núcleo GC37 a 970 m. Los triángulos negros en los núcleos GC32+PC10, GC31+PC08 y GC38 indican los puntos de control para el fechado radiométrico por  $^{14}\text{C}$ . Las flechas en GC38 denotan los puntos de control comparados con el núcleo 1017E (Kenneth et al., 2000). El modelo de edad del núcleo GC37 fue obtenido por comparación de la señal  $\delta^{18}\text{O}$  con otros los núcleos de la margen Magdalena.

#### 4.3 $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en el agua de mar y foraminíferos bentónicos

Los valores del  $\delta^{18}\text{O}$  de *U. peregrina*, *C. mckannai* y *C. wuellerstorfi* son similares al perfil del  $\delta^{18}\text{O}$  de la calcita en equilibrio isotópico con el agua de mar (Figura 4A). Los valores del  $\delta^{18}\text{O}$  de la calcita en equilibrio isotópico con el agua de mar fueron calculados usando los datos de temperatura de Levitus y Boyer (1994) y la ecuación de Bemis et al. (1998). Esta ecuación es una función de la temperatura y composición isotópica del agua de mar (en SMOW) (Epstein et al., 1953), convertida a escala PDB por sustracción de 0.27‰:

$$T (\text{°C}) = 16.5 - 4.8(\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}})$$

El  $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$  fue calculado de datos de salinidad (Levitus et al., 1994) y de la relación  $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$  versus salinidad (S) en el Pacífico Norte (Keigwin, 1998):

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}} = 0.364 * S - 12.646 \quad (1)$$

El  $\delta^{18}\text{O}$  del Holoceno decrece hacia valores más ligeros en los primeros 2000 m del océano, reflejando el incremento de temperatura hacia profundidades más someras (Figura 4A). Debajo de los 2000 m de profundidad, los valores del  $\delta^{18}\text{O}$  permanecen sin cambio; la temperatura es relativamente constante al igual que el incremento en la profundidad. A causa de que el  $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$  del océano glacial no es conocido, no es posible calcular exactamente la paleotemperatura y paleosalinidad del PNO con la ecuación de paleotemperatura (ec. 1). Una aproximación aceptada en estudios hidrográficos modernos es considerar la adición de +1.3‰ a la curva de equilibrio isotópico de la calcita con el agua de mar, corrigiendo de esta forma con el valor más ampliamente aceptado por cambios en el volumen de hielo. Siguiendo esta aproximación, el perfil del  $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$  glacial

(Figura 4C) sugiere que la temperatura y salinidad fue muy similar a la de las condiciones modernas por encima de los 2000 m de la columna de agua. Adicionalmente, los datos isotópicos de oxígeno en el PNO, por debajo de los 2000 m de profundidad, están ligeramente desviados de los perfiles de equilibrio isotópico de la calcita (Figura 4C) sugiriendo que el océano glacial profundo estuvo caracterizado por una masa de agua de menor temperatura y mayor salinidad respecto del Holoceno (Figura 4A).

El perfil del  $\delta^{13}\text{C}$  del Holoceno para *U. peregrina*, *C. wuellerstorfi* y *C. mckannai* muestra un incremento hacia valores isotópicos más pesados con la profundidad (Figura 4B). Aunque hay alguna dispersión en la tendencia, esta dispersión es comparable en magnitud a la reportada para Pacífico Norte (Keigwin, 1998) y Pacífico Occidental (Matsumoto et al., 2002). No obstante de esta dispersión, los datos del  $\delta^{13}\text{C}$  de *U. peregrina*, *C. wuellerstorfi* y *C. mckannai* mantienen la misma tendencia que la distribución moderna del  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  del agua de mar para las estaciones de GEOSECS cercanas al área de estudio (A201, A500, A343, A337)(Figura 4B).

#### 4.4 $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ : UGM y Holoceno en el Pacífico Nororiental

Los valores isotópicos de oxígeno y carbono de *U. peregrina*, *C. mckannai* y *C. wuellerstorfi* obtenidos de los núcleos colectados en la margen de Magdalena permitieron reconstruir las condiciones oceanográficas de la columna de agua para el PNO en el intervalo de profundidad de 400 m y 1200 m profundidad (Figura 4C, D); intervalo de profundidad donde se encuentra localizada la zona de mínimo oxígeno del PNO. Debido a que los primeros registros sedimentarios del PNO fueron colectados a profundidades mayores de 1200 m, la reconstrucción oceanográfica de la columna de agua en esta

región del Océano Pacífico ha permanecido restringida. Aunque algunos núcleos sedimentarios fueron colectados a profundidades de ~500 m (Cuenca Santa Bárbara y margen de Mazatlán) se ha sugerido que estos dos registros pueden estar indicando condiciones oceanográficas muy distintas a las observadas en márgenes abiertas. De esta forma, los nuevos registros isotópicos de la margen de Magdalena fueron usados para visualizar características oceanográficas regionales, particularmente dentro de la margen oriental del Pacífico Norte de donde no se tenían antecedentes.

Los perfiles isotópicos de oxígeno para el Holoceno y el UGM muestran una tendencia similar; una pendiente que incrementa rápidamente hacia valores isotópicos más pesados conforme aumenta la profundidad y disminuye la temperatura de la columna de agua (Figura 4C). En el Holoceno y el UGM, el gradiente batimétrico del  $\delta^{18}\text{O}$  por arriba de los 2000 m es producto del cambio en la termoclina principal. De manera general, el gradiente en el  $\delta^{18}\text{O}$  entre el UGM y el Holoceno es menor por encima de los 2000 m de profundidad ( $\Delta\delta^{18}\text{O} = \sim 1.2\text{‰}$ ) que por debajo de esta profundidad ( $\Delta\delta^{18}\text{O} = \sim 1.6\text{‰}$ ). Cuando el perfil isotópico de oxígeno del UGM es corregido al sustraer  $+1.3\text{‰}$  por la contribución del crecimiento de los casquetes polares se observa que el perfil del  $\delta^{18}\text{O}$  tiene una desviación isotópica significativa hacia valores más pesados con respecto al perfil del  $\delta^{18}\text{O}$  del Holoceno (Figura 4C). Esto sugirió la existencia de un frente hidrográfico a 2000 m de profundidad que separa una masa de agua de profundidad intermedia de una masa de agua profunda con menor temperatura y mayor salinidad.

El  $\delta^{13}\text{C}$  de *U. peregrina*, *C. wuellerstorfi* y *C. mckannai* durante el UGM muestra un incremento hacia valores isotópicos más pesados por encima de los 2000 m de profundidad (Figura 4D), manteniendo la misma tendencia que los valores modernos del

$\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  del agua de mar (Figura 4B). Por debajo de los 2000 m de profundidad, los valores del  $\delta^{13}\text{C}$  de *U. peregrina*, *C. wuellerstorfi* y *C. mckannai* son más negativos que el perfil del  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  del agua de mar. Cuando los valores  $\delta^{13}\text{C}$  se ajustan, sumando +0.32‰ para normalizar por el cambio secular (Duplessy et al., 1988), los datos del UGM son más positivos (Figura 4D) que el perfil del Holoceno por arriba de los 2000 m (Figure 4B).

El cambio en el  $\delta^{13}\text{C}$  entre el UGM y el Holoceno exhibe mucho más variabilidad por encima de los 2000 m de profundidad comparado con aguas más profundas (>2000 m, Figura 4D). Durante el Holoceno, el  $\delta^{13}\text{C}$  se mantiene relativamente constante entre 400 y 2000 m de profundidad, mientras que durante el UGM, el  $\delta^{13}\text{C}$  presentó un gradiente que incrementa hasta ~0.5‰ a 400 m de profundidad (Figura 4D). La tendencia del perfil isotópico de carbono durante el UGM por encima de 2000 m de profundidad indica que la columna de agua a lo largo de la margen oriental del Pacífico Norte se caracterizó por una masa de agua con menor contenido de nutrientes y enriquecida en  $^{13}\text{C}$  relativo a aguas profundas, lo que sugiere una nutriclina batial a 2000 m de profundidad.

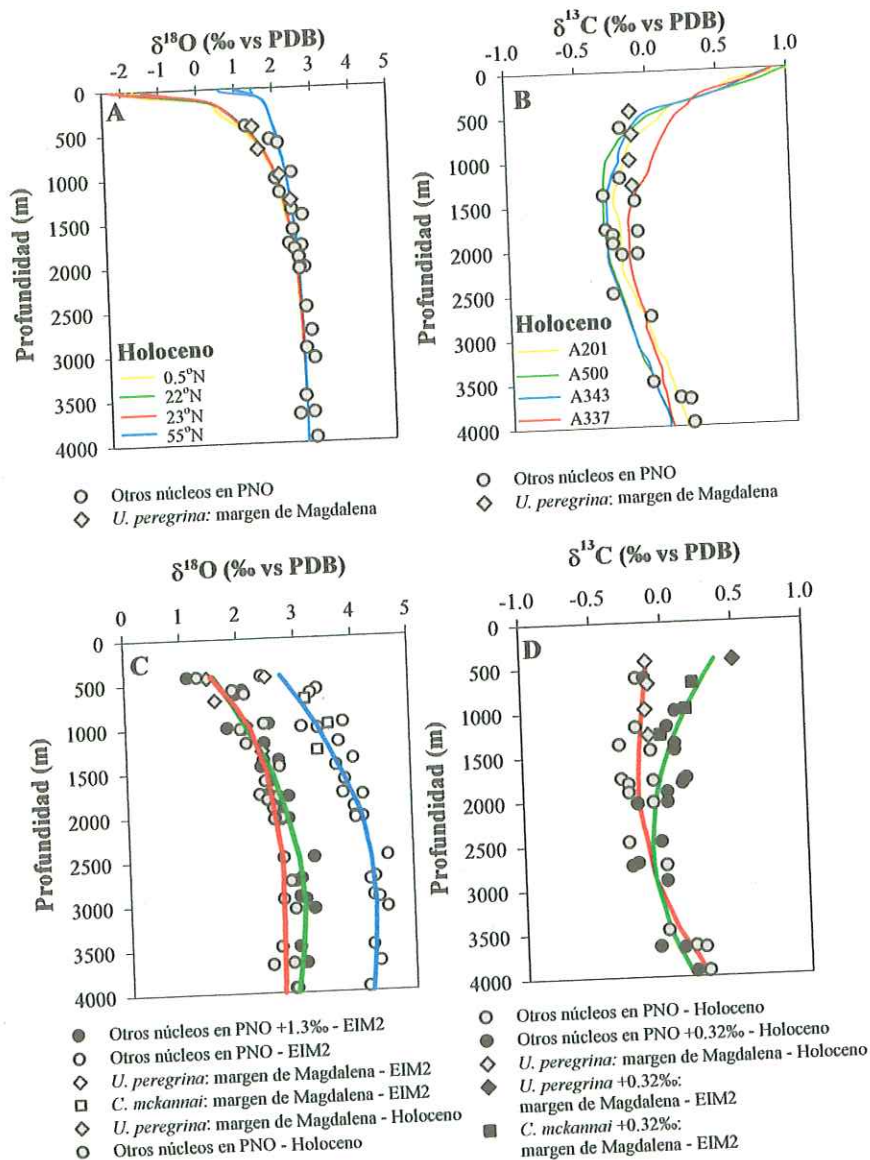


Figura 4. (A)  $\delta^{18}\text{O}$  de *C. mckannai* y *C. wuellerstorfi* en función de la profundidad durante el Holoceno. Los círculos y diamantes representan el  $\delta^{18}\text{O}$  de la calcita en equilibrio isotópico con el agua de mar a diferentes latitudes: 0.5°N, 120°W, 22°N y 112°W, 23°N y 114°W, y 55°N y 150°W. (B)  $\delta^{13}\text{C}$  de *C. mckannai* y *C. wuellerstorfi* en función de la profundidad durante el Holoceno. Las líneas de color representan el  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  del cual los foraminíferos precipitan su concha. Los diamantes grises representan el  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  de las estaciones de GEOSECS (A201, A500, A343, A337) cercanas a los sitios de colecta. (C)  $\delta^{18}\text{O}$  de *C. mckannai* y *C. wuellerstorfi* en función de la profundidad durante el Holoceno (símbolos grises y línea roja) y el UGM (símbolos abiertos y línea azul). El  $\delta^{18}\text{O}$  de foraminíferos con una corrección de 1.3‰, debido al efecto del crecimiento de los casquetes polares durante el último glaciar (círculos negros y línea verde). (D) El  $\delta^{13}\text{C}$  de *C. mckannai* y *C. wuellerstorfi* en función de la profundidad durante el Holoceno (símbolos grises y línea roja) y el UGM (símbolos negros y línea roja). El  $\delta^{13}\text{C}$  de foraminíferos incluye una corrección de +0.32‰.

#### 4.5 Perfiles isotópicos del UGM: Comparación de las márgenes oriental y occidental del Pacífico Norte

En la Figura 5, se contrasta la distribución batimétrica de los perfiles  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  para las márgenes oriental y occidental del Pacífico Norte durante el UGM. Los perfiles del  $\delta^{18}\text{O}$  en ambas márgenes son distintivamente similares, comparadas con los perfiles del  $\delta^{13}\text{C}$ . Los perfiles del  $\delta^{18}\text{O}$  mantienen gradientes isotópicos ligeramente menores en los sitios Ontong-Java Plateau, margen oriental de Japón y PNO, pero significativamente mayores al Pacífico noroccidental (Figura 5A). El gradiente isotópico de oxígeno entre los sitios Ontong-Java Plateau, margen oriental de Japón y PNO es  $\sim 0.1\text{‰}$ ; mientras que, el gradiente isotópico entre estos sitios y el Pacífico noroccidental es  $\sim 0.4\text{‰}$  (Figura 5A), siendo este gradiente isotópico dos veces mayor que el observado en el Holoceno ( $\sim 0.2\text{‰}$ ). Esto nos sugiere que el Pacífico norte durante el UGM estuvo bajo la influencia de una masa de agua con temperatura baja y alta salinidad.

Los perfiles del  $\delta^{13}\text{C}$  revelaron distribuciones y gradientes isotópicos indicativos de procesos oceanográficos significativos durante el UGM. De manera general, los perfiles isotópicos de carbono en ambas márgenes convergen a  $\sim 2000$  m de profundidad, lo que corrobora por primera vez la existencia de un frente hidrográfico batial en el PNO (Figura 5B). El océano profundo del Pacífico Norte permaneció menos ventilado que las aguas intermedias y subsuperficiales, las cuales estuvieron mejor ventiladas.

Los perfiles del  $\delta^{13}\text{C}$  en el PNO y Pacífico Noroccidental por debajo del frente batial mostraron una tendencia hacia valores isotópicos más positivos que los isótopos de Ontong-Java indicando que estas márgenes del Pacífico Norte se mantuvieron relativamente mejor ventiladas (Figura 5B). El perfil de la margen oriental de Japón

estuvo mejor ventilado que Ontog-Java, Pacífico noroccidental y PNO. Aunque por encima del frente batial, la distribución batimétrica de los perfiles del  $\delta^{13}\text{C}$  en el Pacífico Norte reveló que la margen oriental del Pacífico Norte estuvo menos ventilada que los sitios de la margen occidental (Figura 5B). De hecho, los perfiles del  $\delta^{13}\text{C}$  del PNO y margen oriental de Japón mostraron un gradiente longitudinal relativamente sin cambio conforme se incrementa la profundidad de la columna de agua. El gradiente isotópico de carbono entre ambas márgenes es  $\sim 0.2\text{‰}$  a 1500 m de profundidad y  $\sim 0.5\text{‰}$  a 400 m de profundidad (Figura 5B).

El gradiente isotópico entre ambas márgenes del Océano Pacífico Norte implica que una o más de las siguientes condiciones tuvieron efecto: (1) las aguas subsuperficiales e intermedias del PNO permanecieron relativamente menos ventiladas que la margen del Pacífico Occidental; (2) la columna de agua fue relativamente menos productiva que el Holoceno, aunque la baja productividad biológica fue suficiente para mantener una columna de agua pobremente ventilada en el PNO; (3) durante el UGM, agua subsuperficial de origen ecuatorial (con una señal isotópica más ligera) impregnó el PNO y se mezcló con agua subsolar del Pacífico Norte.

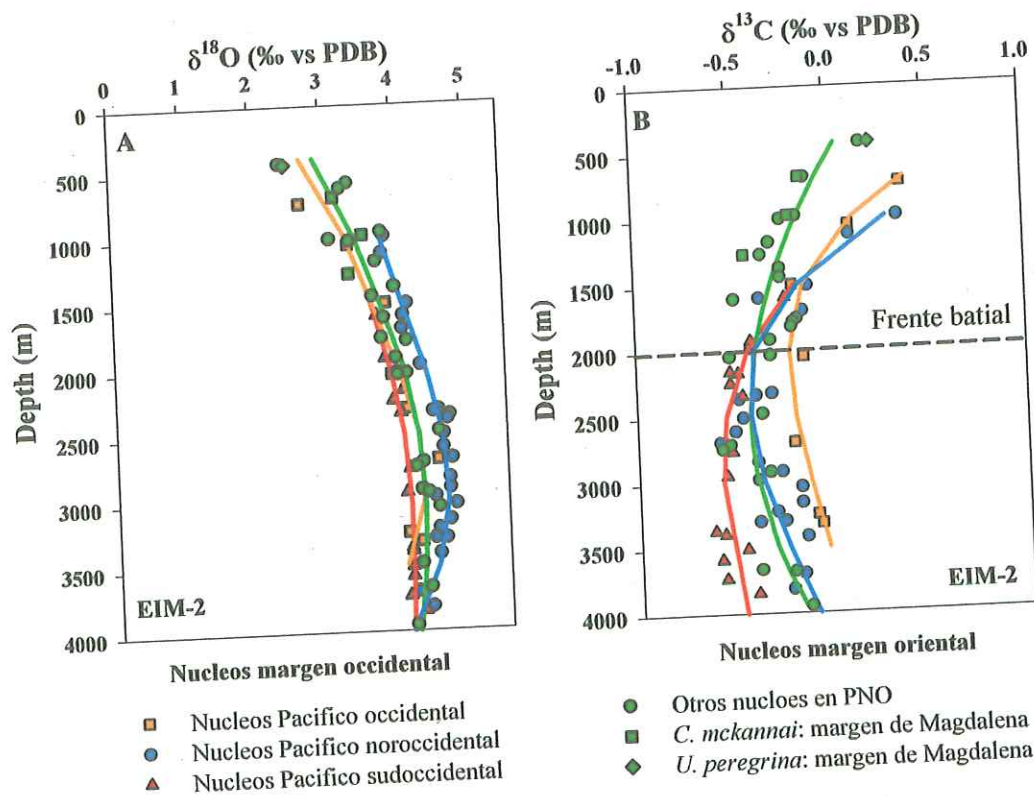


Figura 5. El  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  de *C. mckannai* y *C. wuellerstorfi* en función de la profundidad para varios sitios en el Pacífico occidental y oriental durante el UGM. Diamantes y cuadros verdes: nuestro datos; círculos verdes: otros datos del PNO; cuadros naranjas datos de Matsumoto et al. (2002); círculos azules datos de Keigwin (1992); triángulos rojos datos de Herguera et al. (1992). Líneas de color cercanas a los símbolos representan la regresión a lo largo de los datos obtenida de una función múltiple. La línea segmentada horizontal representa la posición inferida de un frente batial a 2000 m de profundidad.

## 5. DISCUSIÓN

El perfil del  $\delta^{13}\text{C}$  del PNO claramente muestra que la distribución de especies químicas fue diferente entre el Holoceno y el UGM (Figura 5B). Los valores del  $\delta^{13}\text{C}$  del Holoceno entre 800 m y 2200 m son ligeramente más negativos (i.e., masa de agua “vieja” rica en nutrientes) que su contraparte occidental, lo que concuerda con la distribución moderna de nutrientes y  $\delta^{13}\text{C}$  del agua de mar (Figura 5B). La distribución

$\delta^{13}\text{C}$  en el UGM muestra los valores isotópicos más negativos a profundidades debajo de los 2500 m, contrastando fuertemente con el  $\delta^{13}\text{C}$  del Holoceno (los valores isotópicos más positivos son encontrados en el mismo intervalo de profundidad). Por encima de 2000 m de profundidad, el  $\delta^{13}\text{C}$  del UGM comienza a enriquecerse en  $^{13}\text{C}$  (Figura 5B) reflejando uno o varios procesos combinados: (1) decremento en la concentración de nutrientes; (2) variación en el intercambio océano-atmósfera; o (3) cambios hidrográficos a gran escala debidos a modificaciones en la circulación durante el UGM. De la reducción del reservorio de nutrientes, y cambios posibles en el intercambio de gases, se tiene que las masas de agua en los 2000 m superiores del océano glacial fueron completamente diferentes de las capas subyacentes, a través de la cuenca del Océano Pacífico.

El frente hidrográfico nuevamente identificado del  $\delta^{13}\text{C}$  en foraminíferos bentónicos, a 2000 m de profundidad en el Pacífico Oriental, parece ser un fenómeno global y el gradiente isotópico de carbono que existe entre las márgenes occidental y oriental del Pacífico Norte denotan una faceta mucho más interesante que la propuesta previamente. Las evidencias que soportan estas observaciones provienen de los perfiles del  $\delta^{13}\text{C}$  de Ontong-Java (Herguera et al., 1992), del Pacífico Norte (Keigwin, 1998), y de la margen Pacífico de Japón (Matsumoto et al., 2001) y también del PNO (este trabajo) con valores isotópicamente ricos en  $^{13}\text{C}$  sobre los 2000 m de profundidad, relativo a aguas profundas. Adkins et al. (2002) sugieren que el océano profundo glacial se caracterizó por una masa de agua fría y más salina formada en la región de la Antártica, la que favoreció el desarrollo de un frente glacial que separó el agua intermedia más cálida y menos salina de las aguas profundas. De hecho, Zahn et al. (1991) indican que sus valores

$\delta^{13}\text{C}$  son muy similares a los encontrados en el Océano del Sur e infieren que al no haber formación de agua profunda en el Pacífico Norte esta cuenca fue ocupada por una masa de agua oxigenada en el Océano del Sur.

Si los perfiles del  $\delta^{13}\text{C}$  representan la distribución de nutrientes y el  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ , a este intervalo de profundidad pudo haber existido una masa de agua bien ventilada, pobre en nutrientes. Esta interpretación difiere de la distribución moderna de nutrientes en el Océano Pacífico, donde la principal concentración de nutrientes ocurre entre la termoclina principal y los 2500 m de profundidad por un efecto en la circulación moderna. Esta característica del Océano Pacífico es evidente por la distribución moderna del  $\delta^{13}\text{C}$  del agua de mar (Kroopnick, 1985).

A escala regional, la tendencia hacia valores más positivos en los primeros 2000 m de profundidad, puede ser atribuida a una fuente regional de agua subsuperficial a intermedia durante el UGM. La condición inferida de baja concentración de nutrientes, o la disminución en el intercambio de gases océano-atmósfera, implica que el enriquecimiento de  $^{13}\text{C}$  que ocurre en el océano superficial requiere de una mayor formación de AIPN (Keigwin, 1998) y/o el Océano del Sur (Sigman y Boyle, 2000), para de esta forma poder influir el agua a 2000 m de profundidad en el PNO (Duplessy et al., 1988; Mix et al., 1991; Herguera et al., 1992; Keigwin, 1998; Matsumoto et al., 2002). Sin embargo, el perfil del  $\delta^{13}\text{C}$  del PNO durante el UGM muestra valores isotópicos más negativos a profundidades menores de 2000 m (i.e., menos ventilación) que el Pacífico Occidental. Esto sugiere que otros procesos oceanográficos, como cambios en la circulación oceánica a profundidad intermedia, pudieron ocurrir en el PNO durante el UGM (Figura 5B). Sigman y Boyle (2000) indican que hubo más formación de agua

intermedia durante el UGM y propone un modelo esquemático en el que sugieren que el AIAA, la cual fue formada a profundidad intermedia por Agua Intermedia del Atlántico Norte y AIPN, es transportada a regiones subtropicales y tropicales (Marchitto et al., 2005), posiblemente como Agua Intermedia Ecuatorial.

La formación de agua intermedia glacial en ambos océanos explicaría muy bien la tendencia hacia valores más positivos en el  $\delta^{13}\text{C}$  del Pacífico Occidental. Ésto pudiera explicar de manera simple la tendencia en el PNO si todos los perfiles isotópicos del Océano Pacífico fueran similares. Sin embargo, el perfil del  $\delta^{13}\text{C}$  del PNO mantiene un gradiente isotópico de  $-0.4\text{‰}$  con respecto al Pacífico occidental, sobre los 1500 m de profundidad. Entonces, ¿qué es lo que mantiene el gradiente isotópico del  $\delta^{13}\text{C}$  en el PNO con respecto al Pacífico occidental, durante el UGM?

La existencia de un frente paleoceanográfico a lo largo del PNO durante el UGM tiene una implicación oceanográfica más relevante que la descrita anteriormente, las que consideraban un simple cambio en la circulación oceánica y la ventilación a profundidad intermedia. Este frente hidrográfico actuó como trampa de nutrientes, y lo que, permitió que la productividad marina fuese relativamente elevada durante el UGM, aunque no tan alta como el Holoceno. De esta forma, la desviación isotópica hacia valores menos positivos del perfil del  $\delta^{13}\text{C}$  en la margen de Magdalena y PNO fue una respuesta al ligero incremento en la productividad primaria.

El ópalo biogénico en el núcleo GC31 y PC08 para el UGM y el Holoceno indica que el contenido de sílice biogénico promedio durante el UGM fue  $14\pm 1\%$  y en el Holoceno fue  $17\pm 5\%$ , sin diferencias significativas entre ambos periodos. Esto sugiere que la productividad primaria durante el UGM fue muy similar a la registrada durante el

Holoceno. Adicionalmente, la abundancia de foraminíferos bentónicos en este mismo núcleo incrementó durante el UGM (su Figura 4, Ortiz et al 2004) a niveles similares a los del Bolling/Allerod. De hecho, los porcentajes de ópalo biogénico en los núcleos ODP sitio 1017E (Hendy et al., 2004) y NH22P (Ganeshram y Pedersen, 1998) calculados de datos publicados para el Holoceno y el UGM fueron muy similares corroborando con ello que el UGM fue relativamente tan productivo como el Holoceno.

Asumiendo que el  $\delta^{13}\text{C}$  de *C. mckannai* y *C. wuellerstorfi* es buen trazador del nivel de nutrientes, y por lo tanto de la circulación oceánica global, la margen del PNO continuamente acumuló sales y gases, al menos, durante el UGM. Si la acumulación de nutrientes fue persistente en esta margen, la productividad biológica fue suficiente para mantener un aporte de materia orgánica en la columna de agua, y por lo tanto mantener una columna de agua menos ventilada en relación a su contraparte occidental. Stott et al. (2000) sugieren que la ventilación de la columna de agua en esta región fue el resultado de una reducción en la productividad biológica en la columna de agua. En esta forma, la productividad disminuida y el concomitante decremento de la materia orgánica en la columna de agua, promovió el bajo consumo de oxígeno y permitió una masa de agua mejor ventilada.

Si el incremento de la productividad primaria en el Pacífico Nororiental durante el UGM fue suficiente para mantener una columna de agua relativamente menos ventilada que su contraparte la margen Occidental del Pacífico Norte, ¿qué mecanismos oceanográficos condujeron el incremento relativo de la productividad primaria?. El incremento de ópalo biogénico observado en varios sitios a lo largo del PNO durante el UGM sugiere que la columna de agua mantuvo un aporte constante de nutrientes hacia

aguas superficiales, lo que indica que el sistema de vientos generadores de surgencias en esta región se mantuvo relativamente activo durante el UGM, ocasionado posiblemente por un fuerte gradiente térmico entre la región subpolar y tropical.

Hendy et al. (2004) proponen que el UGM no debe ser considerada similar a las condiciones climatológicas y oceanográficas de las fases frías de los ciclos DO's. Esto contrasta con observaciones del Océano Pacífico Tropical que indican una persistencia de las condiciones climáticas similares al evento de El Niño, durante el UGM (Koutavas et al., 2002; Stott et al., 2002). Bajo estas condiciones, las surgencias y la productividad primaria pueden ser disminuidas en el PNO. Sin embargo, los valores de ópalo biogénico en la margen del PNO corroboran lo propuesto por Hendy y colaboradores. En efecto, la abundancia de foraminíferos bentónicos incrementa durante el UGM (su Figura 4, Ortiz et al., 2004) en la margen de Magdalena con valores muy similares al Bolling/Allerod-considerado análogo al evento de La Niña. Las evidencias geoquímicas analizadas para la margen de Magdalena y los datos recopilados de trabajos ya publicados sugieren que la margen oriental del Pacífico Norte durante el UGM mantuvo condiciones oceanográficas más similares a las encontradas durante el Holoceno.

## 6. CONCLUSIONES

Los perfiles del  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  a profundidad no denotan una diferencia durante el Holoceno y el UGM, excepto en los núcleos colectados a profundidades menores de 2000 m. Ambos perfiles isotópicos muestran una misma tendencia hacia valores más positivos por encima de 2000 m de profundidad, que corroboran la existencia de marcadas termoclinas y nutriclinas batiales durante el UGM, que inicia a 2000 m de profundidad.

Las reconstrucciones regionales de la hidrografía, a partir de los isótopos de carbono y oxígeno en foraminíferos, para los océanos Atlántico, Índico, Pacífico Occidental y ahora en el Pacífico Nororiental indican que el frente batial fue una característica del océano global durante el UGM.

Por encima de 1500 m de profundidad, el perfil de  $\delta^{13}\text{C}$  en el PNO es 0.4‰ más negativo que el Pacífico Occidental. Esto sugiere que en condiciones glaciares, el PNO mantiene una columna de agua con productividad biológica y consumo de oxígeno más alta que su contraparte occidental. Indicando que el sistema de vientos generadores de surgencias en esta región se mantuvo relativamente activo durante el UGM, ocasionado posiblemente por el gran gradiente termal entre la región subpolar y tropical. Bajo este nuevo escenario, la oceanografía del PNO durante la UGM estuvo más caracterizada por condiciones análogas a las encontradas hoy día, y posiblemente con el evento de El Niño.

## 7. REFERENCIAS

- Bemis, B.E., H.J. Spero, J. Bijma, D.W. Lea, 1998. Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: Experimental results and revised paleotemperature equations, *Paleoceanography*, 13, 150-160.
- Belanger, P.E., W.B., Curry, R.K. Mathews, 1981. Core-top evaluation of benthic foraminiferal isotopic ratios for paleo-oceanographic interpretations, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaecol.*, 33, 205-220.
- Boyle, E.A, L.D., Keigwin, 1985/86. Comparison of Atlantic and Pacific paleochemical records fro the last 215,000 years: Changes in deep ocean circulation and chemical inventories, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76, 135-150.
- Crusius, J., T.F. Pedersen, S. Kienast, L. Keigwin, L. Labeyrie, 2004. Influence of northwestern Pacific productivity on North Pacific Intermediate Water oxygen concentrations during the Bolling-Allerod interval (14.7-12.9). *Geology*, 32, 633-636.
- Duplessy, J.C., 1989. Global changes during the last 20,000 years: The ocean sediment records, in *Global changes of the past*, edited R.S. Bradley, pp. 341-355, OIES Global Change Institute, Snowmass, Co., USA.
- Duplessy, J.C., N.J. Shackleton, K. Matthews, W. Prell, W.F. Ruddiman, M. Caralp, C.H. Hendy, 1984.  $^{13}\text{C}$  record of benthic foraminifera in the last interglacial ocean: Implications for the cycle carbon and the global deep water circulation, *Quat. Res.*, 21, 225-243.
- Duplessy, J.C., N.J. Shackleton, R.G.. Fairbanks, L. Labeyrie, D. Oppo, N. Kallel, 1988. Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation, *Paleoceanography*, 3, 343-360.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A., Urey, H.C., 1953. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 64, 1315-1325.
- Ganeshram, R.J., T.F. Pedersen, 1998. Glacial-interglacial variability in upwelling and bioproductivity off NW Mexico: Implications for Quaternary paleoclimate, *Paleoceanography*, 13, 634-645.
- Ganeshram, R.J., T.F. Pedersen, S.E. Calvert, and J.W. Murray, 1995. Large changes in ocean nutrient inventories from glacial to interglacial periods, *Nature*, 376, 755-758.
- Ganeshram, R.J., T.F. Pedersen, S.E. Calvert, G.W. McNeill, M.R. Fotugne, 2000. Glacial-interglacial variability in denitrification in the world's oceans: Cause and consequences, *Paleoceanography*, 15, 361-376.
- Graham, D.W., B.H. Corliss, M.L. Bender, L.D. Keigwin, 1981. Carbon and oxygen isotopic disequilibria of recent deep-sea benthic foraminifera, *Mar. Micropaleontol*, 6, 483-497.
- Herguera, J.C., E. Jansen, W.H. Berger, 1992. Evidence for a bathyal front at 2000 m in the glacial Pacific, based on a depth transect on Ontong Java Plateau, *Paleoceanography*, 7, 79-117.
- Keigwin, L., 1987. North Pacific deep water formation during the latest glaciation, *Nature*, 330, 362-364,
- Keigwin, L.D., 1998. Glacial-age hydrography of the far northwest Pacific Ocean, *Paleoceanography*, 13, 323-339.
- Kenneth, J.P., B.L., Ingram, 1995. A 20,000 year record of ocean circulation and climate change from the Santa Barbara Basin, *Nature*, 377, 510-512.

- Kim, S.T., J.R. O'Neill, 1997. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates, *Geochim Cosmochim. Acta*, 61, 3461-3475.
- Kienast, S.S., S.E. Calvert, T.F. Pedersen, 2002. Nitrogen isotope and productivity variations along the North East Pacific margin over the last 120 kyr: surface and subsurface Palaeoceanography, *Paleoceanography*.
- Kwiek, P.B., A.C. Ravelo, 1999. Pacific Ocean intermediate and deep-water circulation during the Pliocene, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 154, 191-217.
- Kroopnick, P., 1985. The distribution of  $^{13}\text{C}$  of  $\text{CO}_2$  in the world ocean, *Deep-Sea Res.*, 32, 57-84.
- Levitus S., Y. Boyer, 1994. World Ocean Atlas 1994, Volume 4: Temperature, National Oceanographic Data Center, USA.
- Levitus, S., Y. Boyer, R. Burgett, M. Conkright, 1994. World Ocean Atlas 1994, Volume 4: Salinity, National Oceanographic Data Center, USA.
- Lund, D.C., A. Mix, 1998. Millennial-scale deep water oscillations: Reflections of the North-Atlantic in the deep Pacific from 10 to 60 ka, *Paleoceanography*, 13, 10-19.
- Lukas, R., 1986. The termination of equatorial undercurrent in the eastern Pacific, *Prog. Oceanogr.*, 16, 63-90.
- Lynch-Stieglitz, J., R.G. Fairbanks, 1994. A conservative tracer for glacial ocean circulation from carbon and paleonutrient measurements in benthic foraminifera, *Nature*, 369, 308-310.
- Lynch-Stieglitz, J., A. Van Geen, R.G. Fairbanks, 1996. Interocean exchange of Glacial North Atlantic intermediate water: Evidence from subantarctic Cd/Ca and carbon isotope measurements, *Paleoceanography*, 11, 191-201.
- Matsumoto, K., J. Lynch-Stieglitz, 1999. Similar glacial and Holocene deep water circulation inferred from southeast Pacific benthic foraminiferal carbon isotope composition, *Paleoceanography*, 14, 146-163.
- Matsumoto, K., J. Lynch-Stieglitz, R.F. Anderson, 2001. Similar glacial and Holocene Southern Ocean hydrography, *Paleoceanography*, 16, 1-10.
- Matsumoto, K., T. Oba, J. Lynch-Stieglitz, H. Yamamoto, 2002. Interior hydrography and circulation on the glacial Pacific Ocean, *Quat. Res.*, 21, 1693-1704.
- Mix, A.C., N.G. Pisias, R. Zahn, W. Rugh, C. Lopez, K. Nelson, 1991. Carbon-13 in Pacific deep and intermediate waters, 0-370 Kyr.: Implications for ocean circulation and Pleistocene  $\text{CO}_2$ , *Paleoceanography*, 6, 205-226.
- Reid, J.L., 1965. Intermediate waters of the Pacific Ocean, *John Hopkins Oceanogr. Stud.*, 85 pp., the John Hopkins Press, Baltimore.
- Oppo, D.W., M. Horowitz, 2000. Glacial deep water geometry: South Atlantic benthic foraminiferal and  $\delta^{13}\text{C}$  evidence, *Paleoceanography*, 15, 147-160.
- Sancetta, C., L.E. Heusser, L. Labeyrie, A.S. Naidu, 1985. Wisconsin-Holocene paleoenvironment of the Bering Sea: Evidence from diatoms, pollen, oxygen isotope and clay minerals. *Mar. Geol.*, 62, 55-68.
- Schmitz, W.J., 1995. On the interbasin-scale thermohaline circulation, *Rev. Geophys.*, 33, 151-173.
- Shackleton, N.J., 1974. Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*; Isotopic changes in the ocean during the last glacial, *Collo. Int. CNRS*, 219, 203-219.

- Shackleton, N.J., J. Imbrie, M.A. Hall, 1983. Oxygen and carbon isotope record of East Pacific core V19-30: Implications for the formation of deep water in the late Pleistocene North Atlantic, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 65, 233-244.
- Stott, L.D., M. Nuemann, D. Hammond, 2000a. Intermediate water ventilation on the northeastern Pacific margin during the late Pleistocene inferred from benthic foraminiferal  $\delta^{13}\text{C}$ , *Paleoceanography*, 15, 161-169.
- Stott, L.D., W. Berelson, R. Douglas, D. Gorsline, 2000b. Increased dissolved oxygen in Pacific intermediate waters due to lower rates of carbon oxidation in sediments, *Nature*, 407, 367-370.
- Talley, L.D., 1991. An Okhotsk Sea water anomaly: Implications for ventilation in the North Pacific, *Deep Sea Res.*, 38, S171-S190.
- Talley, L.D., 1993. Distribution and formation of North Pacific intermediate water, *J. Phys. Oceanogr.*, 23.
- Tsuchiya, M., 1981. The origin of Pacific equatorial  $13^\circ\text{C}$  water, *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 794-812.
- van Geen, A., R.G. Fairbanks, P. Dartnell, M. McGann, and J.V. Gardner, 1996. Ventilation changes in the northeast Pacific during the last deglaciation, *Paleoceanography*, 11, 519-528.
- Van Scoy, K.A., E.R.M. Druffel, 1991. Ventilation and transport of thermocline and intermediate waters in the northeast Pacific during recent El Niños, *J. Geophys. Res.*, 96, 18083-18088.
- Van Scoy, K.A., D.O. Olson, R.A. Fine, 1991. Ventilation of North Pacific intermediate waters: The role of the Alaska Gyre, *J. Geophys. Res.*, 96, 16801-16810.
- Wyrski, K., 1967. Circulation and water mass in the eastern equatorial Pacific Ocean, *Int. J. Oceanol. Limnol.*, 1, 117-147.
- Wong, C.S., R.J. Matear, H.J. Freeland, F. Whitney, A.S. Bychkov, 1998. WOCE section PW in the sea of Okhotsk, 12, CFC and the formation rate of intermediate water, *J. Geophys. Res.*, 103(C8), 15613-15623.
- Woodruff, F., S.M. Savin, R.G. Douglas, 1980. Biological fractionation of oxygen and carbon isotopes by recent benthic foraminifera. *Mar. Micropaleontol.*, 5, 3-11.
- Zahn, R., K. Winn, M. Sarnthein, 1986. Benthic foraminiferal  $\delta^{13}\text{C}$  and accumulation rates of organic carbon: *Uvigerina peregrina* group and *Cibicides wuellerstorfi*, *Paleoceanography*, 1, 27-42.
- Zahn, R., T.F. Pedersen, B.D. Bornhold, A. Mix, 1991. Water mass conversion in the glacial Subarctic Pacific ( $54^\circ\text{N}$ ,  $148^\circ\text{W}$ ): Physical constraints and the benthic-planktonic stable isotope record, *Paleoceanography*, 6, 543-560.

**CAPÍTULO 2:  
DESGLACIACIÓN (19 – 9 ka)**

**LA ZONA DE MÍNIMO OXÍGENO DURANTE LA  
ÚLTIMA DESGLACIACIÓN EN LA MARGEN DE  
MAGDALENA, BAJA CALIFORNIA SUR,  
MÉXICO.**

## RESUMEN

El Océano Pacífico nororiental (PNO) está caracterizado por su alta productividad y el desarrollo de una zona de mínimo oxígeno (ZMO) en el intervalo de 400 y 800 m de profundidad; siendo ambas altamente sensibles a cambios climáticos en diversas escalas de tiempo. La variabilidad de la ZMO puede ser controlada por cambios en la productividad primaria y/o en la ventilación de la columna de agua por la advección de masas de agua ricas en oxígeno. El consenso sobre que mecanismo oceanográfico controla la variabilidad de la ZMO en escala submilenial para el PNO aun es tema de debate. Utilizando isótopos de carbono en foraminíferos bentónicos, ópalo biogénico y carbono orgánico total de una serie de núcleos colectados en la margen de Magdalena, Baja California Sur, se propone que la variabilidad de la ZMO es regulada principalmente por cambio en la productividad primaria. Sin embargo, la advección de masas de agua de profundidad intermedia tiene un papel clave en el debilitamiento o intensificación de la ZMO. Los registros paleoceanográficos de la margen Magdalena sugieren que la zona de mínimo oxígeno (ZMO) durante el Bolling/Allerod (BA) fue mas intensa, comparado con el Holoceno. La intensificación de la ZMO en el BA fue ocasionada, en parte, por la alta productividad primaria registrada a lo largo de la margen continental del PNO y el arribo de aguas deficientes de oxígeno del Pacífico Ecuatorial y Norte. En contraste, durante el Younger Dryas la ZMO prácticamente desapareció al menos en el intervalo de 400 m y 1000 m de profundidad. Las condiciones oceanográficas del PNO presentes durante el BA fueron análogas a las del evento de La Niña, mientras que durante el Younger Dryas, estas condiciones fueron análogas al evento de El Niño.

## 1. INTRODUCCIÓN

El Océano Pacífico Nororiental (PNO) se caracteriza por una columna de agua altamente productiva (Thunell y Sautter, 1992) y una zona de mínimo oxígeno (ZMO), localizada entre los 400 y 800 m de profundidad. La ZMO del PNO esta bien desarrollada a consecuencia del alto consumo de oxígeno causado por la oxidación de la materia orgánica y la advección de agua intermedia deficiente en oxígeno (van Geen et al., 2003). Estudios recientes han demostrado que la productividad primaria y la ZMO son altamente sensibles a cambios climáticos en diversas escalas de tiempo (e.g., Stott et al., 2000; Koutavas et al., 2002; Stott et al., 2002). La productividad primaria en la región del PNO es inhibida significativamente durante el evento climático de El Niño y esto es consecuencia de una columna de agua muy estable, como consecuencia de una termoclina profunda (Philander, 1990) que limita la surgencia de nutrientes hacia la superficie oceánica, i.e., nutriclina profunda (Chavez et al., 2002). Adicionalmente, la corriente subsuperficial ecuatorial caracterizada por un alto contenido de oxígeno (Tsuchiya y Talley, 1996) es mas intensa durante el evento de El Niño (Durazo y Baumgartner, 2002). La advección de agua subsuperficial ecuatorial rica en oxígeno hacia la margen de Magdalena, durante el evento de El Niño, ventilaría la ZMO del PNO.

Dos hipótesis han sido sugeridas sobre los mecanismos oceanográficos que controlan la variabilidad de la ZMO en el PNO: (1) el arribo de masas de agua ricas en oxígeno a profundidad intermedia del Pacífico Norte (Kennett e Ingram, 1995; Zheng et al., 2000), y (2) una disminución en la productividad primaria que ocasiona un menor aporte de materia orgánica y, consecuentemente, la tasa de oxidación del carbono orgánico decrezca reduciendo el consumo de oxígeno a lo largo de la columna de agua

(Stott et al., 2000). En consecuencia, el debilitamiento de la ZMO en el PNO parece estar controlado por una disminución en la productividad primaria y la advección de corrientes subsuperficiales e intermedias del Pacífico Norte.

La sedimentación laminada en el PNO es favorecida por la baja concentración de oxígeno ( $<0.2 \mu\text{mol/kg}$ ) que inhibe la presencia de organismos bioturbadores. Behl y Kenneth (1996) describen una secuencia de sedimentos laminados/bioturbados en Cuenca Santa Bárbara y sugieren que los sedimentos bioturbados se generaron a consecuencia de la ventilación de la columna de agua. En contraste, Stott et al. (2000) proponen que la secuencia de sedimentación laminada es controlada por cambios en la productividad marina. Recientemente, a partir de un análisis espectral difusivo y abundancia de foraminíferos bentónicos en la margen de Magdalena, se concluyó que los episodios fríos de los ciclos DO's son análogos a las condiciones oceanográficas El Niño (Ortiz et al., 2004). Paralelamente, Hendy y Kennett (2003) sugieren la hipótesis "expansión-contracción" de masas de agua en el Océano Pacífico para explicar los cambios oceanográficos de escala submilenial que afectan la ZMO, y concluyen que los episodios cálidos de los ciclos DO's están dominados por masas de agua de origen ecuatorial y los episodios fríos por agua intermedia del Pacífico Norte. Sin embargo, núcleos sedimentarios colectados cerca del sitio de formación del Agua Intermedia del Pacífico Norte (AIPN), indican períodos de alta productividad primaria durante el periodo Bolling/Allerod (BA) en la región noroccidental del Pacífico Norte (Crusius et al., 2004). La alta productividad primaria registrada en esta región del Pacífico Norte y la consecuente oxidación de los productos exportados de la productividad primaria consumen el alto contenido de oxígeno del AIPN. De esta forma, el AIPN que arribó a la

margen oriental del Pacífico Norte durante el BA fue deficiente en oxígeno, contribuyendo con ello a la formación de sedimentos laminados a lo largo de esta región (Crusius et al., 2004).

Aunque no existe un consenso sobre el mecanismo oceanográfico que controla la ZMO en escala submilenial para el PNO, basándose en el análisis de proxies de productividad y ventilación de la columna de agua en este trabajo se propone, que la ZMO en el PNO es regulada principalmente por cambios en la productividad marina. Sin embargo, la advección de agua intermedia de origen ecuatorial puede tener un papel clave en la ventilación de la ZMO, como ocurre durante El Niño. En este trabajo se analiza una secuencia de proxies: (1) ópalo biogénico, (2) carbono orgánico total y (3)  $\delta^{13}\text{C}$  de *Uvigerina peregrina* y *Cibicides Mckannai*. Los proxies de productividad fueron medidos en el núcleo PC08, y el  $\delta^{13}\text{C}$  de *Uvigerina peregrina* y *C. mckannai* en tres núcleos sedimentarios (GC32, PC08 y GC37), ubicados entre 400 m y 1000 m de profundidad en la margen de Magdalena. El objetivo fue definir si la productividad y/o la ventilación en la columna de agua covarían simultáneamente, y si los eventos Dryas e intra-Allerod son análogos a las condiciones oceanográficas de El Niño. Además, la utilización aparente de oxígeno (UAO) de la columna de agua es reconstruida en el intervalo de profundidad de 400 m y 1000 m, como un indicador de las fluctuaciones de la ZMO durante la última desglaciación.

## 2. MÉTODOS

Tres núcleos fueron colectados en la margen de Magdalena, Baja California Sur, México, durante la expedición OXMZ-01, a bordo del R/V Melville (Figura 1). Un

núcleo de pistón (PC08 a 700 m) fue colectado dentro de la zona central de la ZMO. Dos núcleos de gravedad (GC32 a 400 m y GC37 a 970 m) fueron colectados en el límite superior e inferior de la ZMO, respectivamente. La tasa de sedimentación para los núcleos colectados varia entre 20-30 cm/ka (van Geen et al., 2003). El sedimento en los núcleos fue muestreado cada 5 cm, lo que representa una resolución entre 150-250 años. Cada muestra colectada tuvo un espesor de 1 cm, integrando una señal entre 30- 50 años.

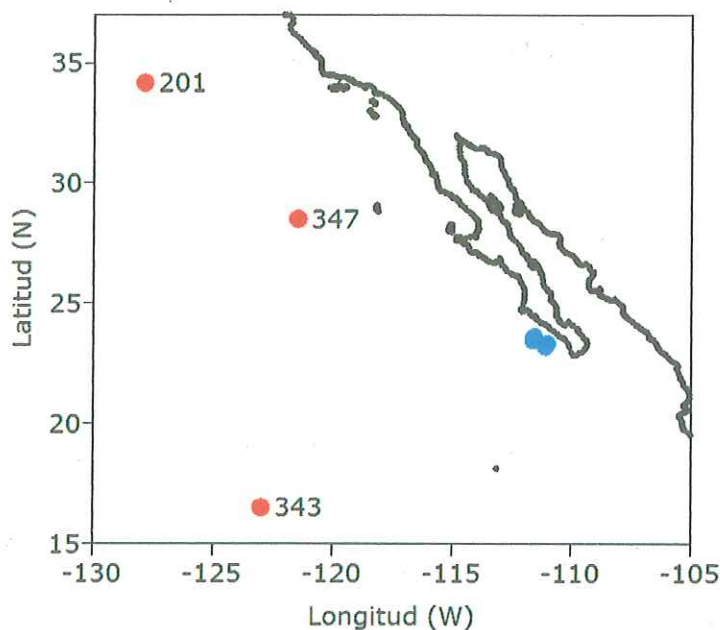


Figura 1. Localización de los núcleos sedimentarios colectados en la margen de Magdalena, Baja California Sur, México (círculos azules) y las estaciones de GEOSECS (201, 347 y 343 – círculos rojos).

Los valores del  $\delta^{13}\text{C}$  de *U. peregrina* y *Cibicides Mckannai* fueron medidos en un espectrómetro de masas micromass OPTIMA con un sistema automatizado para carbonatos. Las mediciones isotópicas fueron calibradas usando el material de referencia certificado carbonato de calcio NBS-19 (National Bureau of Standards) y un estándar

interno secundario de mármol (M-IIO) elaborado en el laboratorio del Instituto de Investigaciones Oceanológicas de la Universidad Autónoma de Baja California. La precisión analítica fue mejor de 0.04%. El ópalo biogénico (BSi) fue determinado por extracción alcalina (Mortlock y Froelich, 1989). El carbono orgánico total fue cuantificado en un analizador elemental LECO.

### 3. RESULTADOS

#### 3.1 Corrección isotópica del $\delta^{13}\text{C}$ en *U. peregrina*

La ausencia de foraminíferos epibentónicos hasta cierto punto ha limitado la posibilidad de realizar reconstrucciones del  $\delta^{13}\text{C}$  del agua de mar y por la tanto, hacer inferencias sobre la circulación y la ventilación oceánica de épocas pasadas. Esta limitante puede ser compensada si en el registro sedimentario están presentes especies de foraminíferos que permitan obtener un factor de corrección isotópico. Para la margen de Magdalena, la corrección isotópica de carbono se obtuvo al analizar en los mismos intervalos en los que se presentó *C. mckannai* especie epibentónica, que secreta su concha con valor isotópico de carbono muy similar al  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\Sigma\text{CO}_2$  (Stott et al., 1999) y *U. peregrina* una especie endobentónica.

Los valores del  $\delta^{13}\text{C}$  de *U. peregrina* en los distintos intervalos de profundidad son sistemáticamente más negativos que los valores de carbono de *C. mckannai* (Figura 2). La desviación isotópica de carbono para cada intervalo de profundidad fue calculada al restar el valor del  $\delta^{13}\text{C}$  de *C. mckannai* al valor de *U. peregrina*. El factor de corrección isotópico de carbono se obtuvo al promediar las desviaciones isotópicas de carbono. El factor de corrección isotópico promedio fue de  $+0.91 \pm 0.07\%$ . Este valor de

+0.91‰ fue sumado a cada valor del  $\delta^{13}\text{C}$  de *U. peregrina* (Figura 2), el resultado muestra que los valores de carbono entre ambas especies de foraminíferos es, en términos prácticos, muy similar. En consecuencia, el valor isotópico de *U. peregrina* corregido puede ser usado como trazador confiable del  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\Sigma\text{CO}_2$ .

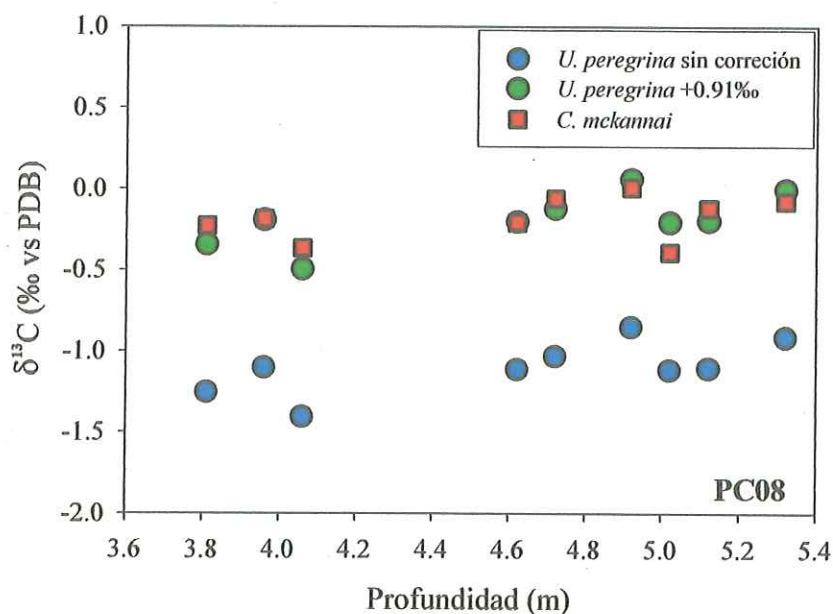


Figura 2. Isótopos de carbono de *U. peregrina* (círculos azules) y *C. mckannai* (cuadros rojos) en el núcleo PC08. La desviación isotópica de carbono promedio entre ambas especies es +0.91‰. Los valores del  $\delta^{13}\text{C}$  de *U. peregrina* (círculos verdes) corregidos se ajuntan excelentemente a los valores del  $\delta^{13}\text{C}$  de *C. mckannai*.

### 3.2 $\delta^{13}\text{C}$ del $\Sigma\text{CO}_2$ y foraminíferos - utilización aparente de oxígeno

La relación entre el  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\Sigma\text{CO}_2$  y el  $\text{O}_2$  disuelto en el océano está bien documentada (Broecker y Peng, 1982). Aunque el  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\Sigma\text{CO}_2$  es comúnmente relacionado a la concentración de fósforo, una buena relación sistemática entre el  $\delta^{13}\text{C}$

del  $\Sigma\text{CO}_2$  y la utilización aparente de oxígeno (UAO: deficiencia de oxígeno debido a la oxidación de la materia orgánica) es el resultado del consumo de oxígeno a través de la oxidación de la materia orgánica marina y la liberación de  $^{12}\text{CO}_2$  (Kroopnick, 1985).

El  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\Sigma\text{CO}_2$  y la UAO de las estaciones 201, 347 y 343 (GEOSECS) indican una correlación lineal inversa ( $r = -0.91$ ). El valor de la UAO incrementa conforme el  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\Sigma\text{CO}_2$  se va haciendo menos positivo (Figura 3). La UAO correspondiente a los sitios de colecta de los núcleos sedimentarios en el PNO fue calculada con el algoritmo de Weiss (1970). Los valores del  $\delta^{13}\text{C}$  de foraminíferos bentónicos y la UAO calculada (Figura 3, círculos rojos) muestran la misma tendencia que las estaciones de GEOSECS, lo que indica que el  $\delta^{13}\text{C}$  de foraminíferos al igual que el  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\Sigma\text{CO}_2$  covarían inversamente con la deficiencia de oxígeno en la columna de agua. La excelente correlación entre ambas variables sugiere que la reconstrucción de la UAO para épocas pasadas puede ser realizada de manera confiable con el  $\delta^{13}\text{C}$  de foraminíferos.

La reconstrucción de la UAO en épocas pasadas esta fundamentada en: (1) la relación del consumo de oxígeno a lo largo de la columna de agua debido a la oxidación de la materia orgánica y la liberación de  $^{12}\text{CO}_2$  es constante para las diferentes épocas (Stott et al., 1999); y (2) los valores del  $\delta^{13}\text{C}$  en foraminíferos bentónicos deben ser muy similares al  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\text{CO}_2$  disuelto (Lund et al., 1998). Actualmente el gradiente isotópico de carbono entre el sitio ODP 849 y la margen de Magdalena es 0.4‰. La UAO en la margen de Magdalena varía entre 260  $\mu\text{mol/kg}$  a 400 m y 240  $\mu\text{mol/kg}$  a 1200 m de profundidad con un máximo de 280  $\mu\text{mol/kg}$  en el núcleo de la ZMO. La diferencia máxima de la UAO entre la zona núcleo y los límites inferior y superior es  $\sim 40 \mu\text{mol/kg}$ . La diferencia en la UAO es equivalente a un cambio de 0.2‰ en el  $\delta^{13}\text{C}$  de foraminíferos

bentónicos. Lo que implica que la diferencia isotópica de 0.2‰ es el valor mínimo para poder inferir cambios en la UAO usando foraminíferos bentónicos (Stott et al., 1999). Aunque hay cierta incertidumbre sobre las estimaciones precisas de cambios en la UAO durante épocas pasadas, esto no afecta el desarrollo del presente trabajo para reconstruir cambios espaciales y temporales de la ZMO a partir del  $\delta^{13}\text{C}$  de foraminíferos bentónicos, que es el objetivo central de este estudio.

### 3.3 Isótopos de carbono

Los valores del  $\delta^{13}\text{C}$  en *U. peregrina*-corregidos (núcleos GC32, PC08 y GC37), y BSi y TOC (PC08) muestran una variabilidad de escala submilenial similar a la registrada en el núcleo de hielo GISP2 de Groenlandia (Figura 4). La composición isotópica de *U. peregrina*-corregidos, durante el calentamiento gradual de la desglaciación, covaría de manera sincrónica con los eventos de enfriamiento Dryas (Oldest, Older y Younger) e intraAllerod (Figura 4A). La tendencia hacia valores más positivos durante los Dryas e intraAllerod en el  $\delta^{13}\text{C}$  sugieren que la ZMO en el Pacífico Nororiental Mexicano estuvo relativamente bien ventilada entre 400 y 1000 m de profundidad. Durante el Bolling/Allerod (BA), los valores isotópicos de *U. peregrina*-corregidos con valores menos positivos indican una columna de agua menos ventilada y posiblemente la ZMO fue más intensa y profunda durante ese periodo.

### 3.4 Sílice biogénico, carbono orgánico total y utilización aparente de oxígeno

Los componentes biogénicos del registro sedimentario del PC08, BSi (% peso) y COT (% peso), tienden a incrementar durante el BA y Holoceno temprano. En los

eventos fríos Dryas e intraAllerod, el contenido BSi disminuye considerablemente, no el contenido de COT que mantiene una tendencia a disminuir hacia el Younger Dryas (YD), y cuyo valor máximo se registra durante el Holoceno temprano (Figura 4B).

En nuestro registro, el BA esta caracterizado por una mayor deficiencia de oxígeno (mayor UAO) a todas las profundidades, respecto al valor de la UAO actual de la columna de agua en la margen de Magdalena (Levitus y Boyer, 1994). Esto sugiere que durante el BA, la ZMO fue más intensa y profunda (Figura 5). En contraste, durante el periodo del YD, la columna de agua se mantuvo bien ventilada (Figura 5), con valores de UAO muy similares al valor actual de la UAO de 190  $\mu\text{mol/kg}$  en el sitio ODP-849, considerado como un sitio sensible a los cambios en la ventilación (Mix et al., 1995).

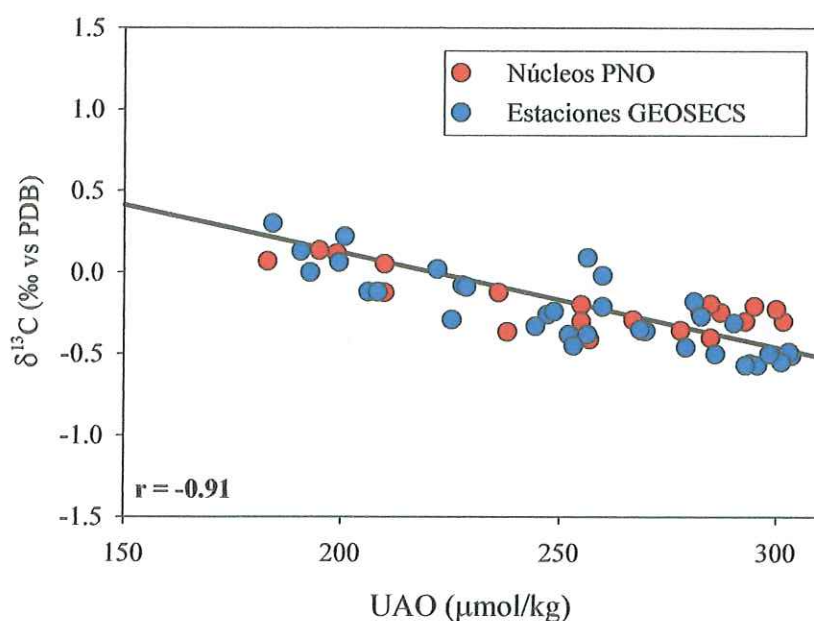
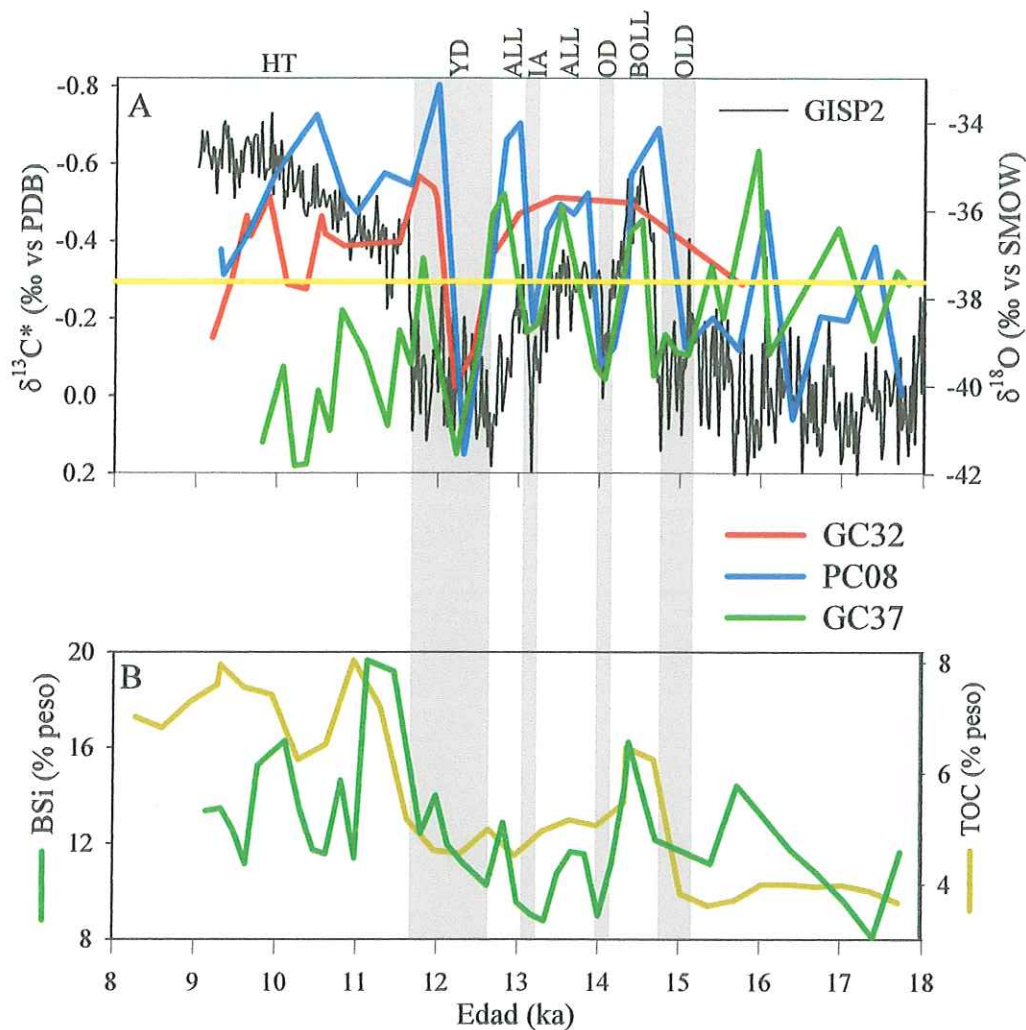


Figura 3. Valores del  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\Sigma\text{CO}_2$  (círculos azules) y foraminíferos bentónicos (círculos rojos) versus la utilización aparente de oxígeno (UAO) para el PNO. La UAO fue calculada por sustracción del oxígeno disuelto del valor en equilibrio con el oxígeno atmosférico. El oxígeno en equilibrio fue obtenido de la ecuación de Weiss (1970). Los valores del  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\Sigma\text{CO}_2$  fueron obtenidos de las estaciones de GEOSECS (201, 347, y 343). La línea continua representa la regresión para todos los datos ( $r = -0.91$ ).



HT – Holoceno temprano, ALL – Allerod, BOLL – Bolling

YD – Younger Dryas, IA – IntraAlleroed, OD – Older Dryas, OLD – Oldest Dryas.

Figura 4. (A) Valores del  $\delta^{13}C$  de *Uvigerina peregrina*-corregidos (+0.91‰) para los núcleos colectados en la Margen de Magdalena que constriñen la ZMO entre 400 m y 1000 m de profundidad, durante la última desglaciación (19 – 9 ka). Núcleo de gravedad GC32 colectado a 400 m de profundidad (línea roja); núcleo de pistón PC08 recuperado a 700 m de profundidad (línea azul); y núcleo de gravedad GC37 colectado a 1000 m de profundidad (línea verde). La línea horizontal amarilla representa el valor del  $\delta^{13}C$  del  $\Sigma CO_2$  a 700 m para la estación 194 (22° 51.10' N, 110° 00.10' W); transecto P18 – WOCE. (B) Valores de los proxies de productividad del sílice biogénico (BSi % peso, línea verde oscura) y carbono orgánico total (COT % peso – línea café) del núcleo de pistón PC08. La línea negra es el  $\delta^{18}O$  del núcleo de hielo GISP2 utilizado como referencia para identificar los períodos Dryas, IntraAlleroed, Allerod, y Bolling.

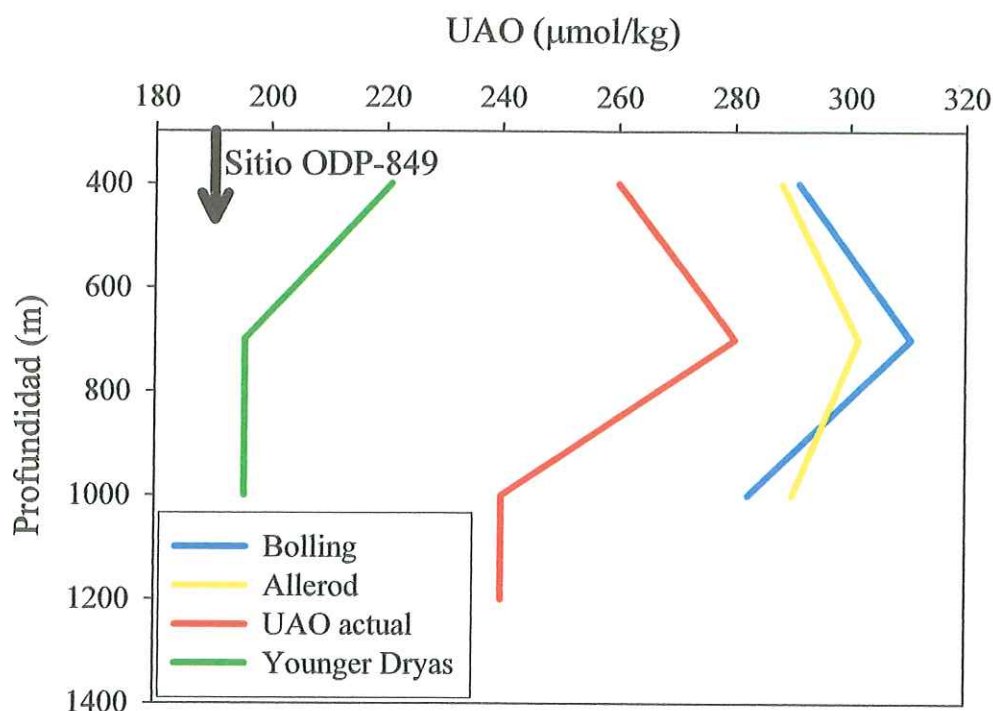


Figura 5. Utilización aparente de oxígeno (UAO) reconstruida a profundidad, a partir de los isótopos de carbono de *Uvigerina peregrina*-corregidos, para diversos períodos de la desglaciación. Períodos calidos: Bolling – línea azul; Allerod – línea amarilla; y valores modernos – línea roja (Levitus y Boyer, 1994). Período frío: Younger Dryas – línea verde. El sitio ODP-849 (flecha) es usado como nivel de referencia de un buen sitio sensitivo a cambios de ventilación.

#### 4. DISCUSIÓN

Los registros isotópicos de carbono en foraminíferos bentónicos de la margen de Magdalena durante la última desglaciación (19-9 ka) denotan una variabilidad climática de escala submilenial muy similar a la observada en el núcleo de hielo GISP2 de Groenlandia, indicando que la ZMO en la margen de Magdalena es sensitiva a cambios en la ventilación de la columna de agua como ocurrió en Cuenca Santa Bárbara (Behl y Kenneth, 1996) y Golfo de California (Pride et al., 1999).

Los valores del  $\delta^{13}\text{C}$  en foraminíferos durante el BA y el Holoceno temprano, caracterizados por ser períodos cálidos de la desglaciación, fueron mas negativos que el  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\Sigma\text{CO}_2$  moderno de la estación 194 del transecto P18-WOCE representativa de condiciones modernas ( $22^\circ 51.10'$  N,  $110^\circ 00.10'$  W; ubicada a 20 km de la margen de Magdalena, línea amarilla; Figura 4) sugiriendo que la columna de agua permaneció menos ventilada que las condiciones oceanográficas actuales. En contraste, los valores isotópicos de carbono fueron más positivos durante los episodios fríos Dryas e intra-Allerod, indicando una columna de agua bien ventilada. La variabilidad isotópica del  $\delta^{13}\text{C}$  sugiere que la margen de Magdalena estuvo bajo la influencia de masas de agua con distinta concentración de oxígeno. El BA y Holoceno temprano estuvieron caracterizados por una masa de agua de profundidad intermedia deficiente en oxígeno y en los eventos Dryas e intra-Allerod por agua intermedia rica en oxígeno que permitió la bioturbación de organismos bentónicos y la formación de sedimentos masivos (e.g., Behl y Kennett, 1996; van Geen et al., 1996; Pride et al., 1999).

Se ha sugerido que durante el Younger Dryas, el PNO estuvo ocupado por una masa de agua intermedia rica en oxígeno cuyo origen es el Pacífico Norte (van Geen et al., 1996; Cannariato y Kennett, 1999). Recientemente, Hendy y Kennett (2003) proponen un modelo conceptual de la ventilación en el Océano Pacífico sugiriendo que la fase fría de los ciclos DO's está caracterizada por AIPN (fría, baja salinidad y alta concentración en oxígeno; i.e,  $\delta^{13}\text{C}$  mas positivo); y la fase cálida de los ciclos DO's por agua intermedia de origen tropical (cálida, salina y pobre en oxígeno; i.e,  $\delta^{13}\text{C}$  menos positivo). Esto contrasta con evidencias recientes que sugieren una disminución en el

contenido de oxígeno en el sitio de formación del AIPN durante el BA (Crusius et al., 2004).

#### **4.1 Eventos Dryas e IntraAllerod: análogo de El Niño**

El proxy de productividad para estos eventos fríos muestra una disminución en el contenido de COT, indicando una disminución en la productividad marina, lo cual finalmente se refleja en sus productos de exportación (Figura 4B). Durante El Niño, las condiciones oceanográficas en el PNO cambian sustancialmente: (1) la productividad primaria se colapsa debido a una fuerte estratificación de la columna y disminución en la intensidad de los vientos generadores de surgencia, lo cual impide el afloramiento de nutrientes a la zona fótica (Roemmich y McGowan, 1995), y (2) el agua intermedia de origen ecuatorial, rica en oxígeno en su lugar de origen, es transportada hacia los Polos por una corriente subsuperficial más intensa (Lukas, 1989) que alcanza hasta 1500 m de profundidad (Pierce et al., 2000). De esta forma, durante los períodos fríos de la desglaciación, el contenido de carbono orgánico puede estar controlado por baja productividad primaria (Ortiz et al., 2004) y el arribo simultáneo de aguas ricas en oxígeno de origen ecuatorial (Tsuchiya y Talley, 1996).

El ópalo biogénico en la columna sedimentaria ha sido ampliamente usado como indicador alternativo de productividad primaria, ya que la abundancia de diatomeas está asociada a la disponibilidad de nutrientes que afloran durante eventos de surgencia (Pride et al., 1999). El bajo contenido de ópalo biogénico indica que durante los eventos Dryas e IntraAllerod, la disponibilidad de nutrientes a la zona fótica fue disminuida por una

relajación en las surgencias y consecuentemente, la productividad primaria fue significativamente menor.

Los valores de la UAO, calculados a partir de los isótopos de carbono, también nos proporcionan información valiosa sobre la intensidad de la ZMO durante el YD y el intra-Allerod. En el evento del Younger Dryas, el nivel de oxigenación de la columna de agua fue menos deficiente que la UAO actual (Figura 5), lo que sugiere que la ZMO prácticamente desapareció durante este periodo (Figura 5). De hecho, los valores de UAO calculados para el YD a lo largo de la ZMO son cercanamente similares a los encontrados en el núcleo ODP sitio 849 (AUO = 190  $\mu\text{mol/kg}$ ; Figura 5), localizado en el Pacífico Ecuatorial oriental a una profundidad de 3890 m. Mix et al. (1995) indican que el núcleo ODP sitio 849 es un buen lugar, dentro del Océano Pacífico, para determinar cambios en la ventilación de la columna de agua por cambios en la circulación oceánica, ya que solo es afectado por variaciones seculares de escala interglaciar-glaciar y no por variación en la productividad primaria local (Stott et al., 1999). La ventilación de la columna de agua en el PNO durante los eventos fríos de la desglaciación (Dryas e intra-Allerod) estuvo relacionada con el forzamiento de agua intermedia de origen tropical.

Andreev y Watanabe (2002) proponen que la UAO, a profundidad intermedia, en el Pacífico Norte, se incrementa en función de la estratificación de la columna de agua en los sitios de formación de agua intermedia y esto se asocia con una intensificación del centro de baja presión de las Aleutianas y con los eventos de El Niño. Esto confirma lo propuesto por Van Scoy et al. (1993) quienes encuentran una menor ventilación en el giro subtropical del Pacífico Norte durante El Niño. Sin embargo, los registros isotópicos de carbono y UAO de la margen de Magdalena durante los eventos climáticos Dryas e

intraAllerod no muestran un incremento en la deficiencia de oxígeno (i.e., menor ventilación). Stott et al. (2000) indican que una reducción en la productividad primaria es suficiente para inhibir la formación de sedimentos laminados en cuencas de la margen de California y un incremento en el contenido de oxígeno en 15 a 20  $\mu\text{mol/kg}$ , representaría una UAO de 250  $\mu\text{mol/kg}$  para la margen californiana. Esto sugiere que la reducción en la productividad superficial disminuye el suministro de materia orgánica al sedimento y afecta los niveles de oxigenación de la columna de agua, independientemente de cambios en el patrón de circulación oceánica.

Si la productividad primaria disminuyó significativamente durante los eventos Dryas e intraAllerod, ¿cómo se explica entonces que la UAO calculada durante estos eventos fue de menor magnitud que la propuesta por Stott et al. (2000) debido a decrementos en la productividad primaria?. Una posibilidad es la advección de agua ecuatorial a profundidad subsuperficial e intermedia rica en oxígeno, como un mecanismo alternativo de ventilación en el PNO. Durante El Niño, la contracorriente subsuperficial ecuatorial que fluye hacia el Polo Norte es más intensa (Durazo y Baumgartner, 2002) y sus propiedades químicas y físicas pueden ser identificadas más allá de la margen de Oregon (Kienast et al., 2002). Adicionalmente, la productividad primaria es afectada significativamente, lo que favorece una baja tasa de oxidación de carbono orgánico y menor consumo de oxígeno. De esta forma, la contribución del agua subsuperficial e intermedia ecuatorial tiene un papel importante en la ventilación de la ZMO en el PNO.

La ZMO del PNO es fuertemente afectada por cambios en la productividad primaria y circulación oceánica a profundidad subsuperficial e intermedia y estos factores

podieran contribuir a la ausencia de una ZMO en la margen de Magdalena y el PNO durante los eventos Dryas e intraAllerod. Esto sugiere que los mecanismos moduladores de la ZMO, durante los eventos Dryas e intra-Allerod, se originan en el Pacífico tropical con características oceanográficas similares al del evento de El Niño.

#### **4.2 Bolling/Allerod: análogo de La Niña**

El desarrollo de la ZMO en el PNO es producto del alto consumo de oxígeno causado por la contribución, y la subsecuente oxidación de la materia orgánica; además de la advección de agua deficiente de oxígeno a profundidad intermedia (Wyrтки, 1962). El periodo del BA esta caracterizado por valores isotópicos de carbono en foraminíferos más negativos que el valor del  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\Sigma\text{CO}_2$  moderno (Figura 4A). Esto sugiere que la ZMO durante el BA fue más intensa que el Holoceno. De hecho, los valores isotópicos de carbono en los núcleos colectados a profundidad, y que se restringen a la ZMO, no solo indican que la ZMO fue más intensa, sino incluso más profunda. El núcleo GC37 colectado a 1000 m de profundidad excede en  $-0.25\text{‰}$  el valor  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\Sigma\text{CO}_2$  moderno, por lo que la UAO, contribuye a la hipótesis de una ZMO mas intensa y profunda durante el BA. El incremento de la productividad primaria en la margen de Magdalena también puede verse reflejada en el incremento significativo en el contenido de sílice biogénico durante el BA.

Zheng et al. (2000) proponen que la intensificación de la ZMO en el periodo del BA fue consecuencia de una mayor estratificación de la columna de agua en los sitios de formación del AIPN. Sin embargo, la estratificación de la columna de agua en el Pacífico Norte ocurre cuando el centro de baja presión de las Aleutianas se intensifica, como

sucede durante eventos El Niño (Andreev y Watanabe, 2002). Por ello, los cambios en la ZMO durante el BA en el PNO no parecen estar relacionados con la estratificación de la columna de agua en latitudes altas. Recientemente, Crusius et al. (2004) proponen un mecanismo alternativo que dan lugar a la formación de sedimentos laminados en el PNO. Estos autores, al coleccionar dos núcleos sedimentarios cercanos al sitio de formación del AIPN, encuentran que en el periodo BA la productividad primaria se incrementó significativamente respecto al Holoceno. Esto pudo ocasionar que la oxidación de los productos exportados consumiera el oxígeno del AIPN, de tal forma que el AIPN deficiente en oxígeno, después de arribar a la margen del PNO favoreció la sedimentación laminada en varias regiones del PNO.

La intensificación de la ZMO durante el BA probablemente estuvo asociada a dos mecanismos oceanográficos interrelacionados: (1) alta productividad primaria generada por vientos favorables de surgencias y el consecuente afloramiento de agua subsuperficial rica en nutrientes, y (2) un elevado consumo de oxígeno en los sitios de formación de las aguas intermedias de origen ecuatorial. Estos dos procesos tienen un comportamiento análogo al de La Niña. De hecho, el consumo de oxígeno en el sitio de formación del AIPN durante el BA, aunado a la alta productividad y advección de agua deficiente en oxígeno de origen ecuatorial, a lo largo de la margen del Pacífico nororiental, fueron mecanismos por los que la ZMO fuese mas intensa y profunda en el Pacífico nororiental durante los periodos cálidos de la última desglaciación.

## 5. CONCLUSIONES

Los valores  $\delta^{13}\text{C}$  en *U. peregrina*-corregidos (núcleos GC32, PC08 y GC37), y los proxies de productividad BSi y COT (PC08) muestran la existencia de variabilidad oceanográfica de escala submilenial, similar a la registrada en el núcleo de hielo GISP2, Groenlandia.

Los eventos Dryas e intraAllerod están caracterizados por una columna de agua bien ventilada y la UAO calculada sugiere que la ZMO estuvo ausente en el margen de Magdalena y en general en el PNO, durante este periodo.

La margen de Magdalena durante el BA estuvo caracterizada por contener una ZMO relativamente mas intensa y profunda, comparada con el Holoceno. La ZMO alcanzó al menos 1200 m de profundidad, que es la profundidad máxima en que se colectaron los núcleos del presente estudio.

La ausencia de una ZMO durante los eventos Dryas e intraAllerod fue producto de una disminución en la productividad primaria y la advección de agua subsuperficial e intermedia de origen ecuatorial rica en oxígeno. Esto sugiere que los episodios Dryas e intraAllerod pueden ser considerados análogos a las condiciones oceanográficas presentes en el PNO durante el evento de El Niño. En contraste, durante el BA, la ZMO fue relativamente más intensa y profunda que durante el Holoceno y las condiciones oceanográficas fueron análogas al evento de La Niña.

Los mecanismos responsables de la variabilidad paleoceanográfica observada en la margen de Magdalena y el PNO tienen su origen en el Pacífico Tropical durante los eventos Dryas e intraAllerod; mientras que en el BA existen dos componentes, uno cuyo origen es en el Pacífico Tropical que contribuye de manera significativa a la variabilidad de la ZMO y una componente norte que contribuye en intensificar esta zona en la margen de Magdalena y el PNO.

## 6. REFERENCIAS

- Andreev, A., S. Watanabe, 2002. Temporal changes in dissolved oxygen of the intermediate water in the subarctic North Pacific. *Geophysical Research Letters* 29, 10.1029/2002GL015021, 2002.
- Behl, R.J., J.P. Kennett, 1996. Evidence for brief interstadial events in the Santa Barbara Basin, NE Pacific during the past 60 Kyr. *Nature* 379, 243-246.
- Broecker, W.S. y T.-H. Peng, 1982. *Tracers in the Sea*, Eldigio Press, Palisades, N.Y., 690 p
- Chavez, F.P., J.T. Pennington, C.G. Castro, J.P. Ryan, R.P. Michisaki, B. Schlining, P. Walz, K.R. Buck, A. McFayden, C.A. Collins. 2002. Biological and chemical consequences of the 1997-98 El Niño in central California waters. *Progress in Oceanography* 54: 205-232.
- Cannariato, K. G., J. P. Kennett, 1999. Climatically related millennial-scale fluctuations in strength of California margin oxygen-minimum zone during the past 60 k.y. *Geology* 27, 975-978.
- Crusius, J., T.F. Pedersen, S. Kienast, L. Keigwin, L. Labeyrie, 2004. Influence of northwest Pacific productivity on North Pacific Intermediate Water oxygen concentrations during the Bølling-Ållerød interval (14.7–12.9 ka). *Geology* 32, 633–636.
- Durazo, R., T. Baumgartner, 2002. Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997-1999. *Progress in Oceanography* 54, 7-31.
- Hendy I., J. P. Kennett, 2003. Tropical forcing of North Pacific Intermediate Water distribution during Late Quaternary rapid climate change?. *Quaternary Science Reviews*, 22:673-689.
- Kroopnick, P., 1985. The distribution of  $^{13}\text{C}$  of  $\text{CO}_2$  in the world ocean, *Deep-Sea Res.*, 32, 57-84.
- Kennett, J. P., B. L. Ingram, 1995. A 20,000-year record of ocean circulation and climate change from the Santa Barbara Basin. *Nature*, 377, 510–514.
- Kienast, S.S., S.E. Calvert, T. Pedersen, 2002. Nitrogen isotope and productivity variations along the North East Pacific Margin over the last 120 kyr. *Paleoceanography* 17, 1-17.
- Koutavas, A., J. Lynch-Stieglitz, T. M. Marchitto, J. P. Sachs, 2002. El Niño-like pattern in ice age tropical Pacific sea surface temperature. *Science* 297, 226-230.
- Levitus S., Y. Boyer, 1994. *World Ocean Atlas 1994, Volume 4: Temperature*, National Oceanographic Data Center, USA.
- Lukas, R., 1989. The termination of the Equatorial Undercurrent in the Eastern Pacific. *Progress in Oceanography* 16, 63-90.
- Lund, D.C., A.C. Mix, 1998. Millennial-scale deep-water oscillations: reflections of the North Atlantic in the deep Pacific from 10 to 60 Ka. *Paleoceanography* 13, 10-19.
- Mix, A.C., N.G. Pisias, W. Rugh, J. Wilson, A. Morey, T.K. Hagelberg, 1995. Benthic foraminifer stable isotope record from ODP site 849 (0-5 MA): Local and global climate changes. *Proceedings Ocean Drilling Program Science results* 138, 371-412.
- Mortlock, R.A., P.N. Froelich, 1989. A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep-Sea Research Part A* 36, 1415–1426.

- Ortiz, J. D., S. B. O'Connell, J. DelViscio, W. Dean, J. D. Carriquiry, T. M. Marchitto, Y. Zheng, van Geen, A., 2004. Enhanced marine productivity off western North America during warm climate intervals of the past 52 k.y. *Geology* 32, 521-524.
- Philander, S. G., 1990. *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation*. Academic Press, 286 pp.
- Pierce, S.D., R.L. Smith, P.M. Kosro, J.A. Barth, C.D. Wilson, 2000. Continuity of the poleward undercurrent along the eastern boundary of the mid-latitude north Pacific. *Deep-Sea Research II* 47, 811-829.
- Pride C, R. Thunell, D. Sigman, L. Keigwin, M. Altabet, E. Tappan, 1999. Nitrogen isotopic variations in the Gulf of California since the last deglaciation: response to global climate change. *Paleoceanography* 14, 397-409.
- Roemmich, D., J. McGowan, 1995. Climatic warming and the decline of zooplankton in the California Current. *Science* 267, 1324-1326.
- Stott, L.D., M. Neumann, D. Hammond, 1999. Intermediate water ventilation on the northeastern Pacific margin during the late Pleistocene inferred from benthic foraminiferal  $\delta^{13}C$ . *Paleoceanography* 15, 161-169.
- Stott, L.D., W. Berelson, D. Gorsline, R. Douglas, 2000. Increased dissolved oxygen in Pacific Intermediate waters due to lower rates of carbon oxidation in sediments. *Nature* 407, 367-370.
- Stott, L., Poulsen, C., Lund, S., Thunell, R., 2002. Super ENSO and global climate oscillations at millennial time scales. *Science* 297, 222-226.
- Thunell, R.C., L.R. Sautter, 1992. Planktonic foraminiferal faunal and stable isotopic indices of upwelling: a sediment trap study in the San Pedro Basin, Southern California Bight. In Summerhayes, C.P., Prell, W.L., and Emeis, K.C. (Eds.), *Upwelling Systems: Evolution Since the Early Miocene*. Geol. Soc. Spec. Publ. London, 64: 77-91.
- Tsuchiya, M., L.D. Talley, 1996. Water-property distributions along an eastern Pacific hydrographic section at 135W. *Journal Marine Research* 54, 541-564.
- Van Scoy, K.A., E. Druffel, 1993. Ventilation and transport of thermocline and intermediate waters in the northeastern Pacific during recent El Niños. *Journal of Geophysical Research* 98, C10, 18083-18088.
- van Geen, A., R. G. Fairbanks, P. Dartnell, M. McGann, J. V. Gardner, M. Kashgarian, 1996. Ventilation changes in the northeast Pacific during the last deglaciation, *Paleoceanography* 11, 519-528.
- van Geen, A., Y. Zheng, J. M. Bernhard, K. G. Cannariato, J. Carriquiry, W. E. Dean, B. W. Eakins, J. D. Ortiz, J. Pike, 2003. On the preservation of laminated sediments along the western margin of North America. *Paleoceanography* 18, 1098, doi:10.1029/2003PA000911.
- Weiss, R.F., 1970. The solubility of nitrogen, oxygen and argon in the water and seawater. *Deep-Sea Research* 17, 721-735.
- Wyrtki, K., 1962: The oxygen minima in relation to ocean circulation. *Deep-Sea Research*. 9, 11-23.
- Zheng, Y., A. van Geen, R. F. Anderson, J. V. Gardner, W. A. Dean, 2000. Intensification of the northeast Pacific oxygen-minimum zone during the Bolling-Allerod warm period, *Paleoceanography*, 15, 528- 536.

**CAPÍTULO 3:  
ETAPA ISOTÓPICA MARINA 3 (55 – 27 ka)**

**FORZAMIENTO TROPICAL EN LA VENTILACIÓN  
Y PRODUCTIVIDAD OCEÁNICA DE ESCALA  
MILENIAL EN LA MARGEN DE MAGDALENA,  
BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO.**

## RESUMEN

El régimen oceanográfico del Océano Pacífico responde a fluctuaciones climáticas de diversa escala de tiempo. Los registros sedimentarios del Pacífico nororiental (PNO) sugieren dos hipótesis en la intensificación de la zona de mínimo oxígeno (ZMO): (1) ventilación de la columna de agua por aguas intermedias del Pacífico Norte y (2) menor productividad marina debido a una disminución en las surgencias. El objetivo del presente estudio fue determinar si los procesos oceanográficos (productividad y/o ventilación de la columna de agua) actúan individual o conjuntamente para modular la ZMO en el PNO mexicano, y si éstos tienen características oceanográficas similares a los eventos climáticos de El Niño y La Niña. Una serie de variables geoquímicas (isótopos de oxígeno y carbono en foraminíferos planctónicos y bentónicos, ópalo biogénico y carbono orgánico total) fueron analizados en el núcleo sedimentario PC08, ubicado a 700 m de profundidad en la margen de Magdalena. Los resultados isotópicos de oxígeno indican que la temperatura de la capa de mezcla fue significativamente menor durante fases calidas, comparadas con las fases frías de los ciclos DO's. Asimismo, los proxies de productividad (sílice biogénico y carbono orgánico total) fueron sistemáticamente mas altos en las fases calidas que las fases frías de los ciclos DO's. La menor temperatura registrada en la capa de mezcla y el incremento observado en los proxies de productividad sugieren que las fases calidas de los ciclos DO's se manifestaron con características oceanográficas similares al evento climático de La Niña. Durante estas fases, la ZMO fue tan intensa como lo ha sido durante el Holoceno. En contraste, las fases frías de los ciclos DO's estuvieron caracterizadas por baja productividad, alto contenido de oxígeno y una columna de agua relativamente calida. Esto sugiere que las

condiciones oceanográficas fueron análogas al evento de El Niño. En conjunto, los resultados sugieren que los ciclos DO's de la etapa isotópica 3 registrados en la margen de Magdalena y el PNO fueron originados por forzamiento oceanográficos generados en el Pacífico tropical.

## 1. INTRODUCCIÓN

La etapa isotópica marina 3 (58 – 24 ka) está caracterizada por oscilaciones climáticas de escala milenial que fueron originalmente identificados en núcleos de hielo de Groenlandia (Johnsen et al., 1992; Bond et al., 1993) y posteriormente confirmados en regiones oceánicas, donde la tasa de sedimentación era relativamente alta ( $>20 \text{ cm ka}^{-1}$ ; Behl y Kennett, 1996; Schultz et al., 1998; Ortiz et al., 2004). Las variaciones climáticas de escala milenial y su impacto en el ambiente son de amplia importancia, pues proveen información sobre la respuesta del sistema terrestre a cambios abruptos del sistema climático global.

La variabilidad climática milenial, inicialmente registrada en el Atlántico Norte, ha sido encontrada en otras regiones como Cuenca Cariaco, Mar de Arabia y en algunos sitios del Océano Pacífico (e.g., Cuenca de San Bárbara y margen de Magdalena). El trabajo clásico de Behl y Kennett (1996) provee una descripción de los procesos de oxigenación de Cuenca Santa Bárbara y documenta la variabilidad ocurrida en la zona de mínimo oxígeno (ZMO) a partir de la secuencia de sedimentos laminados y bioturbados. Estos autores concluyen que la secuencia de sedimentos laminados/bioturbados es una consecuencia de los cambios en la ventilación de la columna de agua. Sin embargo, es importante considerar también que la productividad exportada tiene un papel significativo en la concentración de oxígeno a lo largo de la columna de agua y que esto finalmente tiene su impacto en el sedimento (Holsten et al., 2004).

Recientemente, Stott et al. (2000) basándose en el gradiente isotópico del  $\delta^{13}\text{C}$  de foraminíferos bentónicos que habitan a distinta profundidad dentro del sedimento, calcularon un decremento en la tasa de oxidación del carbono orgánico equivalente a un

incremento en el contenido de oxígeno disuelto de 15-20  $\mu\text{m}/\text{kg}$  en el reciente. Ésto coincide con un cambio en la climatología del Océano Pacífico ocurrido durante 1976/1977, que involucra una reducción en el número de eventos de surgencia y un incremento en la temperatura superficial del océano en 1.5-3.0°C. De esta forma, no es necesario sugerir cambios en la circulación y ventilación oceánica para explicar el patrón de sedimentación observado en núcleos del Pacífico Nororiental (PNO) (Holsten et al., 2004), al menos para registros recientes donde la variabilidad climática es considerada análoga los eventos El Niño y La Niña.

Los registros sedimentarios de la margen de Magdalena sustentan evidencias en la variabilidad climática milenial y su modulación sobre la ZMO. Sin embargo, los mecanismos atmosféricos y oceanográficos que producen estos cambios climáticos no están del todo entendidos y explicados. Algunos estudios sugieren cambios e intensificación de la circulación oceánica a profundidad intermedia para explicar la ventilación de la ZMO durante los ciclos DO's (Hendy y Kennett, 2003), así como también en periodos glaciares (Behl y Kennett, 1996; van Geen et al., 1996). Sin embargo, evidencias paleoceanográficas recientes sugieren que los cambios en la productividad primaria son los responsables de la variabilidad de la ZMO ocasionado por un hundimiento en la nutriclina (Ortiz et al., 2004).

El objetivo del presente capítulo es determinar si los procesos oceanográficos (productividad y/o ventilación de la columna de agua) actúan individual o conjuntamente para modular la intensidad de la ZMO en el PNO mexicano, y si en sus distintas fases éstos se manifiestan de manera análoga a los eventos climáticos de El Niño y La Niña. Para cumplir este objetivo se analizaron una serie de variables geoquímicas: isótopos

estables de oxígeno y carbono en foraminíferos planctónicos y bentónicos, ópalo biogénico (BSi, % peso) y carbono orgánico total (COT, % peso) en el núcleo sedimentario PC08, ubicado a 700 m de profundidad en la margen de Magdalena.

## 2. MÉTODOS

El núcleo de sedimento PC08 fue colectado a 700 m de profundidad en la margen de Magdalena, Baja California Sur, México, durante la expedición OXMZ-01, a bordo del R/V Melville. El sitio de colecta se ubica en la parte central de la ZMO (Figura 1). La tasa de sedimentación en PC08 es  $\sim 30 \text{ cm ka}^{-1}$  y permanece constante hasta los 55 ka (van Geen et al., 2003). El núcleo fue muestreado cada 5 cm (resolución  $\sim 170$  años) y la muestra tuvo un espesor de 1 cm, integrando  $\sim 30$  años. Los valores  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  de *Globigerinoides ruber* y *Uvigerina peregrina* fueron medidos en un espectrómetro de masas micromass OPTIMA, con un sistema automatizado para carbonatos. Las mediciones isotópicas fueron calibradas usando el material de referencia certificado carbonato de calcio NBS-19 (National Bureau of Standards) y un estándar interno secundario de mármol (M-HIO) elaborado en el laboratorio del Instituto de Investigaciones Oceanológicas de la Universidad Autónoma de Baja California. La precisión analítica fue mejor de 0.04%. El ópalo biogénico (BSi) fue determinado por extracción alcalina (Mortlock y Froelich, 1989). El carbono orgánico total fue cuantificado en un analizador elemental LECO.

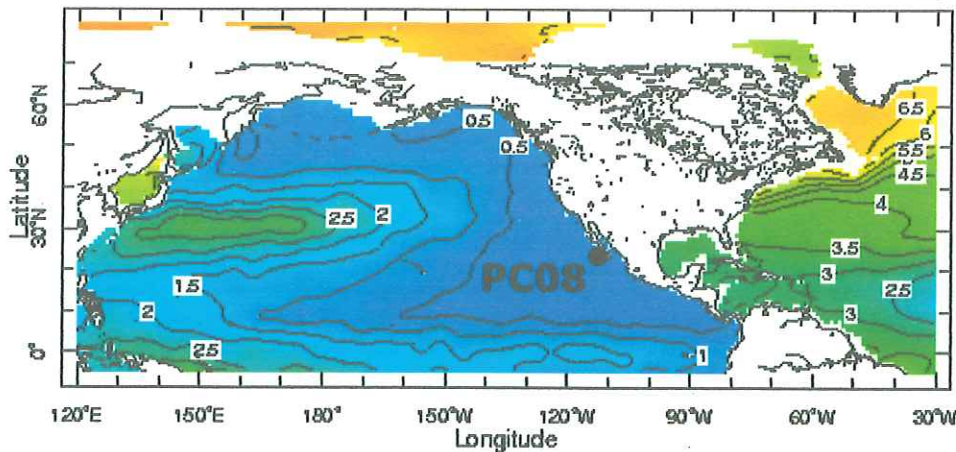


Figura 1. Distribución espacial del contenido de oxígeno disuelto a la profundidad de 700 m, núcleo de la zona de mínimo oxígeno, en el Océano Pacífico Norte. Las isolíneas están cada 0.5  $\mu\text{m}/\text{kg}$  (Levitus y Boyer, 1994). El círculo negro denota el sitio de colecta del núcleo PC08.

### 3. RESULTADOS

#### 3.1 Isótopos de oxígeno en *G. ruber* y *U. peregrina*

Los isótopos de oxígeno en *G. ruber* (Figura 2A) muestran una variabilidad de escala milenial muy similar a los registros DSR factor 3 del mismo núcleo sedimentario PC08 (Ortiz et al., 2004) y del núcleo de hielo GIPS2 (Johnsen et al., 1992). El  $\delta^{18}\text{O}$  de *G. ruber* muestra una tendencia hacia valores más positivos durante fases calidas de los ciclos DO's (interestadiales) indicando que la temperatura de la capa de mezcla (TCM), hábitat de *G. ruber* (Field, 2004), fue relativamente más fría que en los estadiales de los ciclos DO's, con excepción del interestadial 12 (Figura 2A). La composición isotópica de oxígeno para *U. peregrina* (Figura 2B) no presenta la misma variabilidad milenial de *G. ruber* (Figura 2A). De manera general, el  $\delta^{18}\text{O}$  de *U. peregrina* se mantiene relativamente constante entre los interestadiales 3 al 11 ( $3.5\text{‰} \pm 0.1$ ) con un pequeño incremento isotópico (de 0.2‰), entre los interestadiales 11 y 12, para permanecer otra vez constante

entre los interestadiales 12 al 14 ( $3.3\text{‰} \pm 0.1$ ). La diferencia isotópica de  $\sim 0.2\text{‰}$  es equivalente a un cambio de temperatura  $< 1^\circ\text{C}$ , considerando una relación de  $0.23\text{‰}/^\circ\text{C}$  (Epstein et al., 1953). Lo cual sugiere que la temperatura del océano se mantuvo relativamente constante a la profundidad de 700 m (Figura 2).

### 3.2 Temperatura de la capa de mezcla (TCM)

La estructura térmica de columna de agua en el PNO es controlada por la estacionalidad del centro de alta presión del Pacífico Norte. Durante la primavera y el verano y en los eventos climáticos de La Niña, la alta presión del Pacífico Norte se encuentra bien desarrollada permitiendo que el sistema de vientos que soplan hacia la región ecuatorial a lo largo de la margen oriental del Pacífico Norte favorezcan la surgencia de aguas subsuperficiales frías y ricas en nutrientes hacia la zona fótica, ocasionando que la TCM disminuya significativamente. En contraste, durante el otoño e invierno, así como en el evento de El Niño, la TCM es más alta y con bajo contenido de nutrientes debido a que el sistema de vientos favorables de surgencia cesa casi por completo.

La TCM fue calculada de la ecuación propuesta por Oba y Marayama (2004).

$$\text{TCM} = 0.331 \times \Delta(\delta_{\text{fb}} - \delta_{\text{fp}})^2 + 3.643 \times \Delta(\delta_{\text{fb}} - \delta_{\text{fp}}) - 0.14 \quad (1)$$

donde, el  $\Delta$  es la diferencia isotópica entre el  $\delta_{\text{fb}}$  ( $\delta^{18}\text{O}$  de *U. peregrina*) y  $\delta_{\text{fp}}$  ( $\delta^{18}\text{O}$  de *G. ruber*). La ecuación (1) se fundamenta en: (a) la composición isotópica de ambos foraminíferos está en equilibrio con la composición isotópica de la calcita en el agua de mar y (b) la temperatura del agua de mar, donde habita *U. peregrina*, se mantiene relativamente constante y no varió significativamente en el tiempo.

La capa de mezcla parece calentarse mas durante los estadiales que durante los interestadiales (Figura 2C). Esto sugiere que la TCM disminuye por el afloramiento de aguas subsuperficiales frías. De hecho, la TCM es más fría que la temperatura promedio actual de la capa de mezcla en la región de margen de Magdalena (línea amarilla; Figura 2C), indicando que en el presente muestran un “calentamiento atípico” de la capa de mezcla.

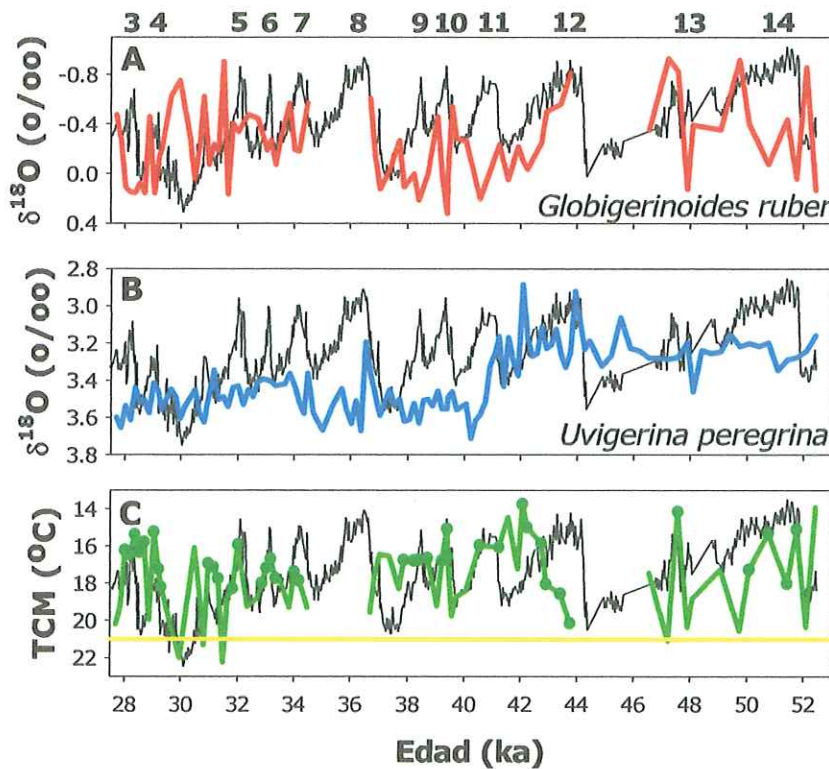


Figura 2. Registros sedimentarios del núcleo PC08 durante la etapa isotópica 3 (53-27 ka). Valores  $\delta^{18}\text{O}$  en: (A) *G. ruber* (línea roja) y (B) *U. peregrina* (línea azul). (C) Temperatura de capa de mezcla (TCM – línea verde) obtenida de la ecuación de Oba y Marayama (2004). Los puntos verde oscuro denotan la TCM durante los interestadiales. La línea negra representa el DSR-factor 3 del núcleo PC08 (Ortiz et al., 2004). La línea amarilla es la TCM promedio actual en la margen de Magdalena ((Levitus y Boyer, 1994).

### 3.2 Isótopos de carbono en *U. peregrina*

Los isótopos de carbono en *U. peregrina* denotan una variabilidad de escala milenial muy similar al DSR factor 3 del núcleo PC08 y núcleo de hielo GISP2. Durante los interestadiales, el  $\delta^{13}\text{C}$  de *U. peregrina* es menos positivo que en estadiales (Figura 3A). En los interestadiales 3-4 y 7-14, los valores isótopos de carbono en *U. peregrina* tienden sistemáticamente hacia valores menos positivos, sugestivo de una reducida ventilación y/o un incremento de la productividad primaria. Solo los interestadiales 9, 10 y 11 tuvieron un  $\delta^{13}\text{C}$  menos positivo que el valor promedio del  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\Sigma\text{CO}_2$  del Holoceno.

La utilización aparente de oxígeno (UAO), calculada a partir del  $\delta^{13}\text{C}$  de *U. peregrina*, indica que en algunos interestadiales, la UAO fue muy similar al valor de la UAO promedio actual, pero ocasionalmente la columna de agua fue mas deficiente de oxígeno (Figura 3B).

### 3.3. Ópalo biogénico y carbono orgánico total

En contenido de los componentes biogénicos del registro sedimentario, carbono orgánico total (COT) y ópalo biogénico (BSi) durante los interestadiales muestran incrementos significativos (Figura 3C), sugiriendo que estos periodos de alta productividad primaria en la columna de agua. De manera general, el incremento en el flujo de BSi y COT es coincidente con un incremento en la demanda de oxígeno (Figura 3B) y los valores del  $\delta^{13}\text{C}$  en *U. peregrina* son consistentemente mas negativos indicando un alto flujo de COT (Figura 3A). Adicionalmente, el enfriamiento de la TCM durante

este periodo, sugiere el afloramiento de agua subsuperficial lo que indica una intensificación de las surgencias.

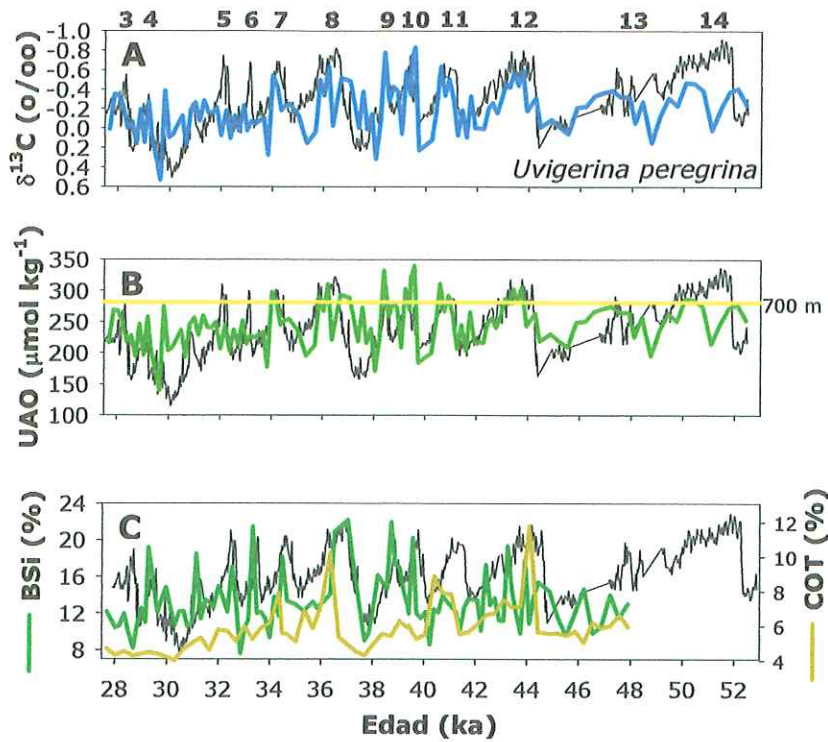


Figura 3. Registros sedimentarios del núcleo PC08 durante la etapa isotópica 3 (53-27 ka). (A) Valores  $\delta^{13}\text{C}$  en *U. peregrina* (línea azul). (B) Utilización aparente de oxígeno calculada (UAO), a partir del  $\delta^{13}\text{C}$  en *U. peregrina*. La línea amarilla denota el valor de la UAO actual en la margen de Magdalena, a 700 m de profundidad. (C) Valores de sílice biogénico (BSi % en peso – línea verde oscura) y carbono orgánico total (COT % en peso - línea café). La línea negra representa el DSR-factor 3 del núcleo PC08 (Ortiz et al., 2004).

#### 4. DISCUSIÓN

Las condiciones climatológicas y oceanográficas que llevan al debilitamiento o intensificación de la ZMO en el Pacífico Nororiental pueden ser reconstruidas a partir de los isótopos de oxígeno y carbono en foraminíferos planctónicos y bentónicos, así como del contenido de carbono orgánico y ópalo biogénico de los sedimentos de la margen de

Magdalena. Aunque algunos estudios favorecen como mecanismo regulador de la intensidad de la ZMO a la ventilación de la columna de agua por la advección de masas de agua con alto contenido de oxígeno (Behl y Kenneth, 1996; Hendy y Kenneth, 2003), otros estudios indican que la productividad primaria es realmente responsable de modular los cambios en la intensidad de la ZMO (Stott et al., 2000; Ortiz et al., 2004).

Las tendencias isotópicas del carbono hacia valores negativos han sido interpretadas como cambios en la ventilación de la columna de agua (van Geen et al., 1996). Recientemente, estas mismas tendencias en el  $\delta^{13}\text{C}$  han sido consideradas como producto de los cambios en el flujo de los productos de exportación de la productividad primaria (Stott et al., 2000; Holsten et al., 2004). De hecho, una disminución en la productividad exportada puede aparentar altos niveles de oxígeno por la disminución en la oxidación de la materia orgánica, aparentando mayor “ventilación” de la columna de agua (Stott et al., 2000). Aunque *U. peregrina* tiene un hábitat endobentónico, la composición isotópica de carbono de esta especie responde similarmente a la variabilidad de escala milenial del  $\delta^{13}\text{C}$  registrada por especies de foraminíferos epibentónicos en otras cuencas del Pacífico, y esto pudiera estar asociado a cambios en la productividad primaria (e.g., Holsten et al., 2004) en la región de estudio. De hecho, el  $\delta^{18}\text{O}$  de *U. peregrina* permanece casi invariante, lo que sugiere una estabilidad en las condiciones oceanográficas en la margen de Magdalena. Por esta razón, aquí se propone que la variabilidad de la intensidad de la ZMO en el PNO responde de manera significativa, y principalmente, a cambios de productividad y la advección de aguas deficientes de oxígeno, a profundidad intermedia, tendría un papel relevante en fortalecer las características de la ZMO.

#### 4.1 Productividad primaria - ZMO

Los registros sedimentarios del núcleo PC08 indican que la modulación de la ZMO en la margen de Magdalena, durante la etapa isotópica 3 (53-27 ka), responde primariamente al incremento de la productividad primaria durante los interestadiales. Las condiciones paleoceanográficas durante los interestadiales pueden ser análogas con el evento de La Niña.

La alta productividad primaria que caracteriza a la margen oriental del Pacífico Norte se debe en parte al sistema de vientos que favorecen el desarrollo de surgencias. Específicamente, el sistema de surgencias en la región del PNO tiene un comportamiento estacional. Durante los meses de primavera-verano, el sistema de alta presión del Pacífico Norte esta bien desarrollado, y los vientos NE favorables generan intensas surgencias modificando las condiciones de la columna de agua: (1) la TCM decrece; (2) la concentración de nutrientes incrementa; y (3) la productividad primaria aumenta (Lynn y Simpson, 1987). Además, a una escala interanual, las surgencias en esta región se intensifican durante La Niña (Thunell y Kepple, 2004).

En esta región, la TCM actual promedio anual es de 21°C y en periodos de surgencias disminuye a un valor promedio de 15°C. Durante los interestadiales, la TCM en la margen de Magdalena decrece sistemáticamente con un valor promedio de 16°C. La disminución de la temperatura superficial del océano durante los interestadiales sugiere que aguas subsuperficiales frías afloraron sistemáticamente, debido a la intensificación de las surgencias. Otro factor oceanográfico que posiblemente contribuyó al enfriamiento del agua superficial en la margen de Magdalena fue una intensificación de la corriente de California, lo cual ocurre cuanto el centro de alta presión del Pacífico Norte está bien

desarrollado (Yamamoto et al., 2004). De hecho, el desarrollo de surgencias intensas y permanentes a lo largo del PNO esta ampliamente asociado al fortalecimiento del centro de alta presión del Pacífico Norte (Bograd y Lynn, 2001; Chavez et al., 2002).

Los altos porcentajes de BSi en interestadiales identifican períodos en los cuales las aguas de surgencia son ricas en nutrientes con florecimientos sincrónicos de diatomeas en la margen de Magdalena. Los florecimientos fitoplanctónicos generan altos flujos de BSi, a causa de la dominancia de las diatomeas bajo condiciones de alta disponibilidad de nutrientes (Sancetta, 1995; Thunell et al., 1996). Por otra parte, los flujos de BSi decrecen durante estadiales a causa de una termoclina muy estable que generan condiciones oligotróficas en la columna de agua (i.e., Pride et al., 1999).

De esta forma, la alta productividad de la columna de agua en la margen de Magdalena aporta cantidades significativas de materia orgánica a la columna de agua (alta productividad exportada) junto con las frústulas de diatomeas y consecuentemente aumenta significativamente el consumo de oxígeno a lo largo de la columna de agua por oxidación de la materia orgánica. El alto consumo de oxígeno en la columna de agua es de tal magnitud que permite el desarrollo de una ZMO tan intensa como la registrada en el Holoceno. De hecho, los valores de la UAO durante interestadiales (Figura 3) apoyan las evidencias de una intensificación de la ZMO.

Ortiz et al. (2004) encontraron que la abundancia de foraminíferos es significativamente menor durante las fases frías de los ciclos DO's, en la margen de Magdalena e indican que los estadiales son análogos a las condiciones oceanográficas del evento El Niño. Asimismo, Hendy et al. (2004) al analizar una serie de variables geoquímicas (elementos mayores y menores, COT, asociación de foraminíferos,  $\delta^{15}\text{N}$  y

$\delta^{13}\text{C}$  sedimentario), en el núcleo ODP sitio 1017, encuentran que existe una relación cercanamente lineal entre alta productividad primaria y los eventos interestadiales y sugieren que las surgencias estuvieron activas durante interestadiales.

Ivanochko y Pedersen (2004) contrastan los registros sedimentarios de cuenca Santa Bárbara (ODP sitio 893) y dos sitios de la pendiente continental de California (ODP sitios 1017 y 1019). Los sedimentos laminados del Holoceno, en cuenca Santa Bárbara, se formaron por la alta productividad primaria y demanda biológica, así como por la circulación restringida de las aguas de fondo en el interior de la cuenca. En contraste, las evidencias geoquímicas (Mo, Cd y COT) indican que los sedimentos laminados de la etapa isotópica 3, en esta cuenca, no fueron modulados por incrementos en la productividad primaria. Mientras que, los registros sedimentarios de los sitios 1017 y 1019 proveen evidencias que interrelacionan cambios en la productividad primaria y la circulación oceánica regional como un control de la formación de sedimentos laminados.

Los registros paleoceanográficos del PNO sugieren que la productividad primaria controla principalmente las oscilaciones en la intensidad de la ZMO, y esta hipótesis es apoyada por las evidencias encontradas en el presente estudio; al menos para aquellos sitios donde las restricciones topográficas no limitan el intercambio de agua a profundidad intermedia. En consecuencia, las líneas de evidencias geoquímicas aportadas por este estudio, muestran que los registros sedimentarios de margen continental abierta en el PNO reflejaron los forzamientos atmosféricos y oceanográficos relacionados con los cambios climáticos globales de escala milenial.