

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS



**CLORINAS COMO BIOMARCADORES DE PALEOPRODUCTIVIDAD
PRIMARIA EN EL PACIFICO NORORIENTAL MEXICANO.**

QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS
PARA OBTENER EL GRADO DE

MAESTRA EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFIA COSTERA

PRESENTA

MIRYAM JUÁREZ FONSECA

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, MEXICO. ENERO DE 2010.

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS
POSGRADO EN OCEANOGRAFIA COSTERA

CLORINAS COMO BIOMARCADORES DE
PALEOPRODUCTIVIDAD PRIMARIA EN EL PACÍFICO
NORORIENTAL MEXICANO.

TESIS

QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA
OBTENER EL GRADO DE

MAESTRA EN CIENCIAS

PRESENTA

MIRYAM JUÁREZ FONSECA.

Aprobada por:



Dr. Julio A. Villaescusa Celaya
Director de tesis



Dr. José D. Carriquiry Beltrán
Sinodal



Dr. Víctor F. Camacho Ibar
Sinodal

CLORINAS COMO BIOMARCADORES DE PALEOPRODUCTIVIDAD PRIMARIA EN EL PACIFICO NORORIENTAL MEXICANO.

Resumen

En este estudio se utilizó una perspectiva multiproxy para reconstruir los cambios en la paleoproduktividad (PP) durante el Holoceno y en la transición Glacial-Interglacial en la región sur de la corriente de California. Para este propósito se utilizó un registro sedimentario compuesto de un núcleo de gravedad y un núcleo de pistón (GC32/PC10) colectado de la zona de mínimo de oxígeno (ZMO) en el Margen de Magdalena Baja California Sur, México. Las variaciones de carbono orgánico total (COT), ópalo biogénico (OB) y el contenido de clorinas en el registro sedimentario nos permitieron reconstruir la paleoproduktividad con una resolución aproximada de 220 años en esta región del Pacífico, indicándonos que durante el periodo cálido del Holoceno la productividad primaria es alta con una tendencia de incremento desde hace 10ka hacia el reciente. En contraste, los proxies muestran que en periodos fríos como el último máximo glacial (UGM) y estadales se generan condiciones que reducen la productividad primaria en esta región de la corriente de California. Los perfiles de COT y OB nos sugieren que la fuente de material orgánico en el Margen Magdalena es de origen marino y, debido a que el perfil de las clorinas muestra con mayor definición los cambios en la PP, es posible inferir que son el mejor indicador de PP en esta región del Pacífico. Así mismo, la alta coherencia en la variación de los diferentes proxies, indica que las fluctuaciones en la concentración de COT, OB y clorinas son consecuencia de los cambios en la productividad primaria en el pasado y no debido a cambios en su preservación.

Este trabajo y etapa de mi vida esta enteramente dedicado a uno de mis ejemplos a seguir...a mi Mamá, mita gracias por amarme en la forma que lo haces, por darme las alas para volar y llegar tan alto como mi imaginación me lo permita. Te amo!!!

nueva aventura, por todas las sonrisas que lograron arrancar, por escucharme y darme palabras de aliento en los momentos precisos, por todas las fiestas de destres y por todos aquellos que siempre estuvieron hasta el final, a todos muchas gracias, sin ustedes esto no hubiese sido lo que fue.

A todos los que llegaron cuando me encontraba a la mitad de este camino, por todas las experiencias compartidas, por todas las risas y todo lo aprendido. A todos mis amigos a distancia por jamás dejaron de ser mi porra constante, en especial a ustedes chicas (Tana y Carito) nuevamente gracias por todas las noches de desvelo que pasaron a mi lado escuchándome, apoyándome, porque ni un solo momento dejaron de creer que esto era posible, gracias por vivir a mi lado este nuevo reto. A Antonio J. por todo su amor, por enseñarme que aunque el camino siempre parezca incierto, vale la pena llegar hasta el final, gracias por estar en la culminación de esta etapa en mi vida.

ÍNDICE

RESUMEN.....
1. INTRODUCCIÓN GENERAL.....	1
1.1 VARIABILIDAD DE LA PALEOPRODUCTIVIDAD DURANTE EL HOLOCENO.....	8
1.2 CAMBIOS EN LA PRODUCTIVIDAD GLACIAL-INTERGLACIAL.....	10
2. OBJETIVO GENERAL.....	12
2.1 OBJETIVOS PARTICULARES.....	12
3. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS Y OCEANOGRÁFICAS DEL PACÍFICO NORORIENTAL.....	13
4. MATERIALES Y MÉTODOS.....	18
4.1 ÁREA DE ESTUDIO.....	18
4.2 COLECTA DE MUESTRAS.....	20
4.3 ANÁLISIS DE MUESTRAS.....	21
4.4 MODELO DE EDAD.....	23
5. RESULTADOS.....	25
5.1 VARIABILIDAD DE LA PALEOPRODUCTIVIDAD DURANTE EL HOLOCENO.....	25
5.2. CAMBIOS EN LA PRODUCTIVIDAD GLACIAL-INTERGLACIAL.....	28
6. DISCUSIONES.....	34
6.1 VARIABILIDAD DE LA PALEOPRODUCTIVIDAD DURANTE EL HOLOCENO.....	34
6.2 CAMBIOS EN LA PRODUCTIVIDAD GLACIAL-INTERGLACIAL.....	39
7. CONCLUSIONES.....	43
REFERENCIAS.....	45

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Área de estudio con la ubicación de los núcleos (PC10 y GC32) usados en para este estudio.	19
Figura 2. Distribución espacial de la concentración de oxígeno disuelto ($\mu\text{mol/kg}$), en el Margen de Baja California (de Van-Geen et al., 2003). El círculo amarillo muestra la ubicación los núcleos sedimentarios utilizados en este estudio.	20
Figura. 3 Relación edad- profundidad para el GC32/PC10 con datos de ^{14}C obtenidos de Van Geen et al. (2003).	24
Figura 4. (a) Perfil de $\delta^{18}\text{O}$ en el núcleo GISP2 de Groenlandia (Greenland Ice Sheet Project 2) (Grootes et al., 1993) (b) CaCO_3 datos tomados de Dean et al., (2006) del núcleo GC32 y PC10 del Margen Magdalena, (c) CaCO_3 del núcleo 1019 de Ocean Drilling Project (ODP1019) situado en el Sur de las costas de Oregón (Barron et al., 2003), (d) Ópalo Biogénico (OB) ODP1019, (e) Ópalo Biogénico (OB) de este estudio núcleos GC32 y PC10, (f) Carbono Orgánico total (COT) ODP1019, (g) Carbono Orgánico total (COT) de este estudio y (h) clorinas de este estudio. Las líneas punteadas denotan el Holoceno temprano, medio y tardío (Cronin, 1999).	28
Figura. 5 Perfil de Carbono Orgánico Total (A), Perfil de Ópalo Biogénico (B) y Perfil de Clorinas (C) del núcleo sedimentario compuesto por GC32/PC10.	32
Figura. 6. Concentraciones de COT, OB y Clorinas GC21/PC10 (este estudio), Mo y Cd para el PC10 (Dean et al 2006), COT y OB medidos en el sitio ODP1019 (Barron et al., 2003) y, $\delta^{18}\text{O}$ GISP2 (Grootes et al., 1993). El sombreado gris denota una aproximación de los periodos del Holoceno (HOL) y Ultimo Máximo Glaciar (UGM) para el núcleo GC32/PC10 (este estudio) respecto a la profundidad; para el núcleo ODP1019 y $\delta^{18}\text{O}$ GISP2, se marcan los periodos del HOL, UGM y adicionalmente los eventos del Younger-Dryas (Y/D) y Boilling-Allerod (B/A) respecto a la edad (ka).	34

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Concentraciones y porcentajes promedio de COT, OB y clorinas de los núcleos GC32/PC10.	31
---	----

1. Introducción general.

Existe una estrecha relación entre los océanos y la atmósfera en el control de la variabilidad climática. En el registro geológico, el cambio climático evidenciado por el cambio en la temperatura, ha variado a la par con los cambios en la concentración de CO₂ atmosférico, que a su vez ha sido controlada por la fijación de carbono fotosintético (Hedges y Keil, 1995). Actualmente, el fitoplancton marino fija aproximadamente 45 Gt (45 x 10⁹ ton por productividad primaria neta) de carbono por año, de los cuales 16 Gt son exportadas al océano profundo (Falkowski *et al.*, 1998; 2000). El proceso de transporte de carbono de la atmósfera hacia aguas profundas y eventualmente a los sedimentos oceánicos es conocido como la bomba biológica oceánica (Harris y Maxwell, 1995). El CO₂ atmosférico se disuelve con facilidad en el agua, formando ácido carbónico y finalmente ión bicarbonato, el cuál es asimilado por las algas microscópicas del fitoplancton durante la fotosíntesis. Este carbono orgánico fijado por las células, tras su muerte o consumo por productores secundarios es desechado a través de pellets fecales en forma de material orgánico y tiene su destino final en el sedimento (Mercado, 2002).

Las principales fuentes de materia orgánica (MO) identificadas en el océano son el fitoplancton, el zooplancton y las bacterias; además que en la mayoría de los márgenes oceánicos existe una contribución de MO de origen terrígeno (Hamm *et al.*, 2003; Natori *et al.*, 2006). La degradación de la MO inicia inmediatamente después de la muerte de los organismos en la columna

de agua y continúa después de la depositación en el sedimento. Durante este proceso, las comunidades microbianas utilizan los sustratos orgánicos secuencialmente, de tal forma que los compuestos más lábiles tienden a ser removidos preferencialmente y los compuestos más refractarios a concentrarse (Aveytua-Alcazar, 1998; Mercado, 2002). Los márgenes oceánicos se caracterizan por ser sitios con una elevada tasa de producción de carbono orgánico (C_{org}), ya que en estos lugares se genera al menos la mitad de la productividad primaria oceánica y cerca del 90% de C_{org} es sepultado en dichos márgenes (Hedges y Keil, 1995; Hartnett y Devol, 2003; Sánchez y Carriquiry, 2007).

Actualmente, existe un gran interés y preocupación general por el efecto del cambio climático global, debido al incremento en la concentración de CO_2 atmosférico (y otros gases de invernadero), lo que ha generado un creciente interés en la reconstrucción de la variabilidad del CO_2 en el pasado (Zhao *et al.*, 2006). Diversos estudios han demostrado que las condiciones climáticas en el tiempo geológico han sido muy diferentes a las actuales (Bradley 1999; Cronin, 1999). Las evidencias muestran que el rango de variación climática puede ser más amplio de lo que muestran los registros históricos y los datos instrumentales recientes son insuficientes para representar en su totalidad los diversos escenarios climáticos (Harris y Maxwell, 1995; Hasting *et al.*, 1999; Rosell-Melé, 2000; Colmenero-Hidalgo, 2004 y Zhao *et al.*, 2006). La información generada en los diferentes estudios es indispensable para mejorar

el conocimiento del clima terrestre actual y así poder desarrollar modelos de predicción climática que sean capaces de realizar aproximaciones hacia el futuro, las cuales serán más completas y confiables en la medida que la cantidad y calidad de los datos disponibles se incremente (Hasting *et al.*, 1999; Ragueneau *et al.*, 2000; Mayewski *et al.*, 2004; Colmenero-Hidalgo, 2004; Nederbrag *et al.*, 2008).

Los cambios en la productividad primaria (PP) del océano en el pasado, son importantes porque han permitido entender las interacciones entre el ciclo del carbono y el clima, en diferentes escalas de tiempo (Harris y Maxwell, 1995; Zhao *et al.*, 2006). La reconstrucción de la productividad primaria oceánica en el pasado (paleoproduktividad) se fundamenta en que las variaciones espaciales y temporales en cualquier componente biogénico de los sedimentos marinos refleja variaciones en la producción de este componente en las aguas superficiales (Ragueneau *et al.*, 2000; Shankle *et al.*, 2002). Existen varios registros capaces de proveer información con alcance temporal suficiente para cubrir gran parte de las oscilaciones climáticas a diferentes escalas de tiempo. Entre los más importantes se encuentran los registros paleoclimáticos en corales, anillos de árboles, núcleos de hielo y sedimentos, entre otros (Zhao *et al.*, 2006). Particularmente, los registros en sedimentos, tanto continentales como marinos, proporcionan la mayor y más variada cantidad de información y su alcance temporal varía entre unas pocas décadas hasta varios miles a millones de años (Colmenero-Hidalgo, 2004).

Existen diversos trazadores geoquímicos empleados para estimar la paleoproductividad. Estos trazadores (proxies), conocidos como biomarcadores, son sintetizados por algunos organismos específicos o por grupos de organismos. Una de las características necesarias de los trazadores para ser usados como proxies paleoclimáticos, es que una vez depositados en los sedimentos permanezcan poco alterados, reteniendo información suficiente sobre su estructura original como para identificar el grupo taxonómico que les dio origen (Harris y Maxwell, 1995). Por lo tanto, la utilidad de los biomarcadores como paleoindicadores depende en gran medida de su resistencia a la degradación o diagénesis temprana durante el proceso de sedimentación (Rosell-Melé, 2000). Entre los trazadores de paleoproductividad más comúnmente utilizados se encuentran el carbono orgánico total, el ópalo biogénico y más recientemente las clorinas (Harris *et al.*, 1996; Hastings *et al.* 1999; Shankle *et al.*, 2002; Higginson *et al.*, 2003; Schubert *et al.*, 2005).

Se ha propuesto que si una proporción del material orgánico producido en la superficie de la columna de agua se deposita en los sedimentos, y logra preservarse, el contenido de carbono orgánico (C_{org}) en los sedimentos puede considerarse un proxy directo de la paleoproductividad (Zhao *et al.*, 2006). Sin embargo, existen diversos factores que complican la interpretación del registro de C_{org} sedimentario. Por ejemplo, la elevada razón de área superficial/volumen del sedimento de grano fino, adsorbe selectivamente mayor cantidad de C_{org} que el sedimento de grano grueso. Por otro lado, los registros sedimentarios de

C_{org} potencialmente pueden contaminarse con material orgánico alóctono, particularmente en zonas costeras donde existen aportes de material orgánico de origen terrestre. Finalmente, se ha demostrado que bajo ciertas condiciones puede ocurrir una degradación selectiva del material orgánico, donde los compuestos lábiles tienden a degradarse primero durante el proceso de sedimentación (Dean *et al.*, 2006).

Además del C_{org} , el ópalo biogénico (OB) constituye un trazador comúnmente utilizado como proxy de paleoproduktividad. El OB es sintetizado principalmente por las diatomeas y, debido al papel que juega este grupo taxonómico en la bomba biológica, este grupo del fitoplancton constituye uno de los principales exportadores de C_{org} a los sedimentos. En contraste con el C_{org} , el OB muestra una mayor capacidad de preservación; se ha calculado que el OB presenta un potencial de preservación, un orden de magnitud mayor comparado con el C_{org} (Ragueneau *et al.*, 2000). No obstante, el OB presenta algunas limitaciones como proxy de la paleoproduktividad, ya que se han observado variaciones espacio – temporales importantes en la preservación de OB, lo que produce un fuerte desacoplamiento entre los ciclos biogeoquímicos del Si y el C_{org} . Otro factor que complica la interpretación de este proxy es la disolución, la cual es afectada por la adsorción a partículas y por la temperatura. Así mismo, al ser producido principalmente por las diatomeas, el contenido de OB en los sedimentos sólo representa una fracción del total de la productividad primaria superficial (Ragueneau *et al.*, 2000; Zhao *et al.*, 2006).

Debido a que la clorofila-a es el principal pigmento de todos los fotoautótrofos, la clorofila y los subproductos de su degradación pueden ser usados como trazadores de los cambios en la producción fotosintética de material orgánico y que queda registrado en los sedimentos (Harris y Maxwell, 1995; Dahl, 2004). Recientemente, el registro sedimentario del contenido de clorinas, que son productos derivados del proceso de degradación de la clorofila en el medio natural, se han convertido en uno de los proxies más útiles para reconstruir los cambios en la productividad primaria en el pasado (Rosell-Melé, 2000; Schubert *et al.*, 2005). En aguas superficiales, la clorofila del fitoplancton es degradada por acción bacteriana en células muertas y también por el pastoreo del zooplancton (Shankle *et al.*, 2002). Durante el proceso de degradación ocurre una secuencia de cambios en la molécula de clorofila, que generalmente inicia con la pérdida del átomo central de Mg, la pérdida del grupo metoxicarbonil C₁₃ y la pérdida del grupo fitol por hidrólisis (Hastings *et al.*, 1999). Aunque la clorofila tiende a ser degradada rápidamente en la columna de agua, el anillo macrocíclico de tetrapirroles (clorinas) puede ser estable por largos periodos de tiempo (Chen *et al.*, 2000). La adsorción de las clorinas sobre la superficie de las partículas de sedimento, al material húmico, a las células algales intactas, en pellets fecales y detritus amorfo, ayuda a su preservación, reduciendo la degradación enzimática (Higginson *et al.*, 2003).

Estudios recientes han demostrado el potencial de las clorinas como un proxy de la productividad marina debido a que permiten una estimación más

directa de la paleoproductividad, además de correlacionarse con otros indicadores de productividad como el OB y el C_{org} (Harris *et al.*, 1996; Rosell-Melé y Kock, 1997). Los registros sedimentarios de clorinas han sido utilizados para reconstruir la paleoproductividad en el Atlántico Norte y mares Nórdicos (Rosell-Melé y Kock, 1997; Higginson *et al.*, 2003), en el mar de China (Higginson *et al.*, 2003), en los márgenes de Chile, Namibia y Perú (Schubert *et al.*, 2005) en el Noroeste de África (Harris y Maxwell, 1995, Harris *et al.*, 1996; Chen *et al.*, 2000) y en las costas de la Columbia Británica, Canadá (Hastings *et al.*, 1999).

El Margen Magdalena, al sur de la Corriente de California, se caracteriza por ser un área de intensas surgencias que favorecen una alta productividad primaria. Este proceso aporta cantidades importantes de materia orgánica al sedimento, promoviendo el desarrollo de una zona de mínimo de oxígeno que favorece la preservación del material orgánico exportado (Van Geen *et al.*, 2003; Ortiz *et al.*, 2004; Dean *et al.*, 2006). Debido a las características que presenta el Margen Magdalena, en este estudio se pretende demostrar que los registros sedimentarios de clorinas constituyen el proxy más directo de los cambios en la paleoproductividad en diferentes escalas de tiempo.

1.1 Variabilidad de la Paleoproductividad durante el Holoceno.

La variabilidad del clima del periodo del Holoceno (11.5 ka al presente, e.g. Mayewski *et al.*, 2004) está fuertemente relacionada con el desarrollo de la civilización humana, por lo que existe un interés especial en estudiar los cambios en el clima durante este periodo ya que constituye una referencia para evaluar el cambio climático en el futuro. Aunque el clima del Holoceno se considera relativamente estable, en una perspectiva a largo plazo los registros paleoclimáticos han demostrado que han existido fluctuaciones importantes, con una frecuencia aproximada de $\sim 1500 \pm 500$ años (Bond *et al.*, 1997; deMenocal *et al.*, 2000; Schmidt *et al.*, 2004; Rimbu *et al.*, 2004). Se ha propuesto que el periodo comprendido entre los 11.6 – 8ka fue un periodo de condiciones cálidas en el Pacífico Nororiental (PNO) y un moderado forzamiento de la corriente de California (Barron *et al.*, 2003). Registros sedimentarios han mostrado que durante el Holoceno temprano, el PNO se caracterizó por una alta acumulación de COT y un moderado contenido de ópalo y carbonatos, que sugiere un incremento en la productividad biológica durante este periodo (Barron *et al.*, 2003; González-Yajimovich 2004; Fislser y Hendy, 2008).

Al final del Holoceno temprano, ocurrió un evento de enfriamiento, de una intensidad aproximadamente de la mitad del Younger-Dryas, y con una duración de ~ 1000 años, centrado en los 8.2 ka (Alley *et al.*, 1997). Durante este evento disminuyeron las comunidades de foraminíferos platónicos en el

mar de Noruega, y los diferentes proxies han sugerido una reducción en la temperatura de ~ 2 °C en esa región (Keigwin y Boyle 2000). Este evento también fue caracterizado por temperaturas bajas y condiciones áridas en el Hemisferio Norte, que puede interpretarse como un retorno parcial a las condiciones glaciares (Mayewski *et al.*, 2004). La causa de este evento es incierta, pero este cambio climático abrupto coincide con un periodo de producción inusualmente alta de SO_4 volcánico en el Hemisferio Norte (Mayewski *et al.*, 2004). Alternativamente, este evento pudo haber sido una consecuencia de la reducción en la circulación termohalina del Atlántico Norte, causada por el incremento en el aporte de agua dulce debido al deshielo de los glaciares, evento que fue registrado en la bahía Hudson (Alley *et al.*, 1997; Barber *et al.*, 1999).

Posteriormente, durante el periodo de los 8 a los 3.3ka (Holoceno medio) el sistema de alta presión del Pacífico Norte se fortalece como respuesta a un forzamiento de insolación (Gardner *et al.*, 1997). En este periodo se registran condiciones más cálidas en la temperatura superficial, promoviendo la estratificación de la columna de agua al sur de las costas de California. Estas condiciones favorecieron una reducción en las surgencias de primavera por lo que la productividad biológica presentó menor variabilidad. Una termoclina bien desarrollada sugiere una mayor influencia de la contracorriente de California (González-Yajimovich 2004; Fislser y Hendy, 2008). Finalmente, al inicio del Holoceno tardío (3.3 ka hacia el presente) el sistema de alta presión del

Pacífico Norte se debilitó, incrementando la temperatura superficial del mar, con una reducción en la intensidad de la Corriente de California (Fisler y Hendy, 2008). Durante este mismo periodo se registraron incrementos abruptos en los flujos de COT y Ópalo Biogénico hacia los sedimentos, sugiriendo una mayor abundancia de diatomeas y simultáneamente un aumento en la productividad biológica. Al norte de las costas de California, ocurrieron cambios en la sedimentación y el incremento de diatomeas indican un cambio hacia las condiciones modernas (Barron *et al* 2003; Fisler y Hendy, 2008).

1.2 Cambios en la productividad Glacial-Interglacial

La transición del Último Máximo Glacial (UGM, de 23 a 11.5 ka) hacia el presente Interglacial (Holoceno), estuvo acompañado por un incremento de 85 ppm de CO₂ de la atmosfera y actualmente se considera que esto se debió en gran parte al cambio en los flujos de CO₂ entre el océano profundo y la atmósfera (Pierrehumbert, 1999; Hendy y Kennett 2000; Devol y Hartnett 2001; Broecker y Clark 2001).

Los cambios en la posición y forzamiento de los sistemas de presión atmosféricos, producto del cambio del clima global durante el periodo de transición Glacial – Interglacial tuvo una gran influencia sobre la corriente de California y sobre el clima del oeste de los Estados Unidos (Gardner *et al.*, 1997). Así mismo, el incremento en la productividad primaria oceánica durante

el Holoceno, comparada con el UGM se relaciona con cambios en las condiciones oceanográficas a lo largo del margen continental de California (Mangelsdorf *et al.*, 2000).

Varios estudios (Blunier *et al.*, 1998; Hendy y Kennett 2003; Braun *et al.*, 2008) han mostrado que el último periodo glacial estuvo marcado por una inestabilidad climática, que fue primeramente identificada en el registro de la composición isotópica del oxígeno del núcleo de Groenlandia (GISP2), definida por los ciclos estadales-interestadales de Dansgaard-Oeschger (D/O entre 60 y 11ka). En la corriente de California, los estadales se caracterizaron por una baja temperatura superficial del mar, una termoclina somera y una baja diversidad de foraminíferos planctónicos, mientras que durante los interestadales la temperatura superficial fue más cálida, con una moderada estratificación en la columna de agua superficial y una alta diversidad de foraminíferos (Hendy y Kennett 2000). La temperatura superficial del mar durante el pasado UGM (24-15 ka) pudo haber sido entre 3 y 5°C mas fría de lo que es en la actualidad en las costas de Oregón y California (Prahl *et al.*, 1995; Ortiz y Mix 1996; Sabin y Pisias 1996; Gardner *et al.*, 1997; Mix *et al.* 1999; Herbert *et al.*, 2001; Pisias *et al.*, 2001; Barron *et al.*, 2003).

Se ha propuesto que la baja acumulación de carbono orgánico y sílice en los sedimentos del margen de California durante el periodo glacial, fue una consecuencia de la reducción en la productividad (Lyle *et al.*, 1992; Dean *et al.*, 1997). Por su parte, Doose *et al.* (1997) proponen que las surgencias costeras

se redujeron o incluso desaparecieron completamente durante el UGM. Ganeshram y Peterson (1998) proponen que durante el UGM ocurrió una reducción en el contraste entre la temperatura de tierra y el mar, debilitando los vientos a lo largo de la costa de Norteamérica, ocasionando una relajación en las surgencias. Consecuentemente, esto disminuyó el suministro de nutrientes al agua superficial, ocasionando una disminución en la productividad primaria durante ese periodo.

2. Objetivo general

Reconstruir los cambios en la Paleoproductividad del Margen Magdalena, Baja California Sur, México, para el Holoceno y el último periodo de transición glacial interglacial, utilizando una aproximación multiproxy (Clorinas, COT y OB).

2.1 Objetivos particulares

1. Estimar el contenido de Clorinas en un núcleo sedimentario con resolución ~ 220 años.
2. Utilizar el contenido de carbono orgánico y ópalo biogénico como proxies complementarios de paleoproductividad.

3. Discutir sobre las variaciones de los proxies de productividad primaria para el periodo del Holoceno.
4. Discutir la variabilidad de la productividad primaria durante el último periodo de transición glacial – interglacial en la región sur de la Corriente de California.

3. Características climáticas y oceanográficas del Pacífico Nororiental.

La corriente de California (CC) es una de las corrientes más largas y productivas de la frontera oriental del océano (Dean *et al.*, 2006). Esta se localiza aproximadamente entre los 48° y 23° norte y su circulación está controlada por la celda de alta presión atmosférica del Pacífico Norte y las celdas de baja presión de las Aleutianas. La velocidad promedio de la CC frente a California es menor a 25 cm s^{-1} , la temperatura superficial promedio en invierno es de $\sim 13^{\circ}\text{C}$ mientras que en verano es aproximadamente de 20°C . El sistema de vientos (controlados por los centros de presión) promueve el desarrollo de surgencias que favorece una alta productividad primaria (PP) a lo largo de la CC (Lynn y Simpson, 1987; Herbert *et al.*, 2001).

El PNO se caracteriza por una zona de mínimo de oxígeno (ZMO) ($[\text{O}_2] < 2 \mu\text{mol/kg}$) que se localiza entre los 400 a 800 m de profundidad (Van-Geen *et al.*, 2003; Sánchez-González, 2006). Se ha propuesto que el desarrollo de la

ZMO en esta región es consecuencia de las surgencias que promueven una elevada productividad primaria superficial y la oxidación del material orgánico que consume el oxígeno en el agua subsuperficial (Van Geen *et al.*, 2003; Ortiz *et al.*, 2004). Además, el PNO se encuentra bajo la influencia del Agua Intermedia del Pacífico (AIP) caracterizada por su bajo contenido de oxígeno (Talley, 1993; Wyrski 1966). Diferentes autores (Van-Geen *et al.*, 2003; Ortiz *et al.*, 2004; Sánchez-González, 2006) sugieren que los cambios en la intensidad de la ZMO están relacionados con la advección de aguas intermedias oxigenadas que se producen en altas latitudes. Sin embargo, los mecanismos que producen éste cambio no están del todo entendidos y explicados, por lo ha considerado que los cambios en la intensidad de ZMO es producto de un balance entre el consumo de oxígeno por la degradación de material orgánico debido a los cambios en la productividad y la advección de masas de agua oxigenadas (Van-Geen *et al.*, 2003; Ortiz *et al.*, 2004; Dean *et al.*, 2006; Sánchez-González, 2006).

La alta PP en el margen oceánico de la CC produce tasas de sedimentación que pueden llegar a ser mayores a 10 cm/ka (Van Geen *et al.*, 2003; Dean *et al.*, 2006). Además, la elevada productividad en la columna de agua del Margen Magdalena, que favorece el desarrollo de la ZMO, aporta cantidades significativas de materia orgánica hacia el fondo y controla en gran medida la acumulación de carbono orgánico en el área. Estudios recientes sugieren que las tasas de acumulación fueron similares en el UGM y el

Holoceno tardío (Sánchez y Carriquiry, 2007). Estos autores, utilizando registros de ópalo biogénico y MO, sugieren que la principal fuente de material orgánico a los sedimentos ha sido de origen marino, mientras que la productividad primaria fue dominada por diatomeas.

Las masas de agua que actualmente bañan el margen continental de California y Baja California corresponden al Agua Intermedia del Pacífico Norte (AIPN) y al Agua Subsuperficial Ecuatorial (ASsE). Aunque estas dos masas de agua se caracterizan por su elevado contenido de oxígeno en sus lugares de formación, la oxidación de materia orgánica eventualmente consume el oxígeno alcanzando niveles sub-óxicos en la margen oriental del Pacífico Ecuatorial y Subtropical (Thunell y Kepple, 2004). Registros sedimentarios de variabilidad sub-milenial colectados en áreas cercanas al sitio de formación del AIPN, han permitido establecer que la elevada PP presente durante los periodos cálidos como el Boilling/Allerod e interestadiales (DO), incrementa las concentraciones de carbono orgánico y simultáneamente permiten el depósito de secuencias laminadas a lo largo del PNO, como consecuencia de la baja oxigenación en el margen occidental de Norteamérica (Crusius *et al.*, 2004).

La intensidad de la ZMO a lo largo del margen noreste de Norteamérica ha fluctuado en respuesta a los cambios en el clima a diferentes escalas de tiempo geológico (Kennett e Ingram, 1995; Hendy *et al.*, 2002; Dean *et al.* 2006). Estos cambios están relacionados con las fluctuaciones en la productividad primaria y la circulación oceánica y varían en escalas decadales

hasta los grandes cambios climáticos glacial-interglacial (Van-Geen *et al.*, 2003; Ortiz *et al.*, 2004; Sánchez-González, 2006). Los cambios en la posición de los centros de presión atmosférica, corroborado por los resultados obtenidos del modelo atmosférico COHMAP (1988), establece que la celda de alta presión del Pacífico Norte se desplazó hacia el sur durante el UGM. Esto ocasionó alteraciones en la intensidad de la CC (Ortiz *et al.*, 1997) y causó una intensificación en los vientos que favoreció eventos de surgencias permanentes (Sánchez y Carriquiry, 2007).

En la Cuenca Santa Bárbara, Margen Magdalena y el Golfo de California las secuencias laminadas se formaron durante intervalos cálidos (Holoceno, Boiling/Allerod e Interestadiales D/O), lo que sugiere una intensificación de la ZMO durante estos periodos, debido al incremento en el flujo de material orgánico por el aumento en la productividad y/o a una deficiente ventilación en aguas intermedias (Behl y Kennett, 1996; Hendy *et al.*, 2002; Hendy y Kennett, 2003; Ortiz *et al.*, 2004). En contraste, durante los intervalos fríos (UGM y estadales), la baja productividad favorece una mayor oxigenación del agua subsuperficial dando origen a sedimentos bioturbados (Van-Geen *et al.*, 2003; Sánchez-González, 2006).

Se ha propuesto que durante el periodo glacial ocurrió un incremento en la ventilación del AIP, que debilitó la ZMO, debido a un incremento en la producción de agua joven intermedia del Pacífico Norte o debido a la intensificación de la contracorriente ecuatorial (Behl y Kennett, 1996; Stott *et al.*,

2000). De acuerdo a esta hipótesis, los cambios en la productividad y en el flujo de carbono en el sistema de surgencias de la CC, no fue la razón principal para los niveles variables de oxígeno (Keigwin y Jones, 1990; Sancetta *et al.*, 1992; Sancetta, 1995; Kennett e Ingram, 1995; Van Geen *et al.*, 1996, Pride *et al.*, 1999; Zheng *et al.*, 2000). Por otro lado, Ortiz *et al.* (2004) sugieren que la intensificación de la ZMO es una consecuencia del incremento en la productividad biológica y no producto de la ventilación, concluyendo que durante intervalos cálidos se favorece una nutriclina somera y alta productividad pareciéndose a condiciones tipo La Niña, mientras que en los intervalos fríos se presenta una nutriclina profunda y una baja productividad, parecidas a las condiciones tipo El Niño. En consecuencia, las causas de los cambios en la intensidad de la ZMO continúa siendo tema de debate.

Estudios en el Margen Magdalena Baja California Sur, México han mostrado variaciones en la intensidad de la ZMO en los últimos 60 Ka (Van-Geen *et al.*, 2003). Otro estudio realizado también en el Margen Magdalena (empleando los núcleos sedimentarios GC31/PC08 y GC32/PC10) por Dean *et al.* (2006) encontraron que las concentraciones de COT, Cd y Mo son altas en sedimentos laminados depositados durante el Holoceno e Interstadiales y bajas en sedimentos bioturbados depositados durante el UGM y estadales. Por tanto, concluyen que las fluctuaciones en el contenido de COT, Cd y Mo demuestran que las variaciones de escala milenial en la productividad del PNO

y la intensidad de la ZMO ha sido relacionada con la variabilidad del clima global sobre los pasados 52 ka.

Aunque los cambios en la paleoproduktividad han sido documentados por fluctuaciones en las concentraciones de diferentes proxies, en este estudio se pretende demostrar que los registros sedimentarios de clorinas constituyen el proxy más directo de los cambios en la paleoproduktividad en diferentes escalas de tiempo.

4. Materiales y métodos

4.1 Área de estudio

El margen Magdalena se localiza en el Océano Pacífico Nororiental (PNO) al oeste de Baja California Sur, México entre los 23 y 24° de Latitud Norte y los 109 y 112° de Longitud Oeste (Fig.1).

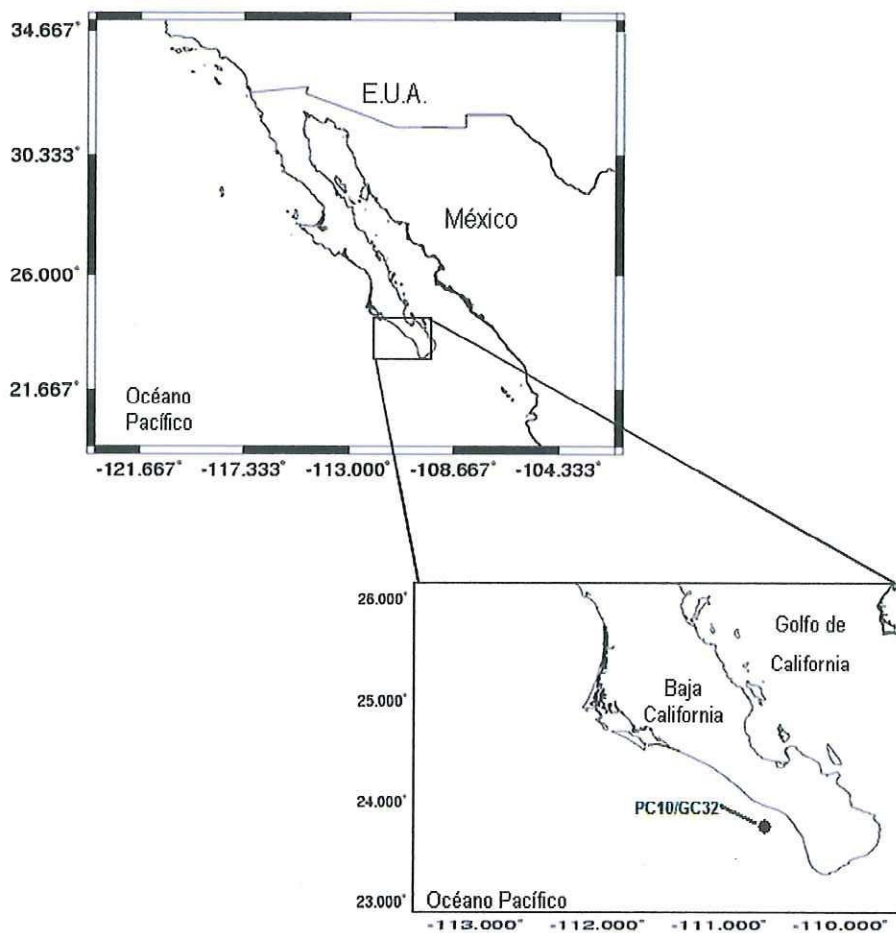


Figura 1. Área de estudio con la ubicación de los núcleos (PC10 y GC32) usados en para este estudio.

El margen Magdalena se caracteriza por una alta productividad primaria (PP), que favorece el desarrollo de una ZMO ($O_2 < 2\mu\text{mol/kg}$) que se localiza entre los 400 y 800 m de profundidad (Fig. 2) (Van-Geen *et al.*, 2003; Sánchez y Carriquiry, 2007).

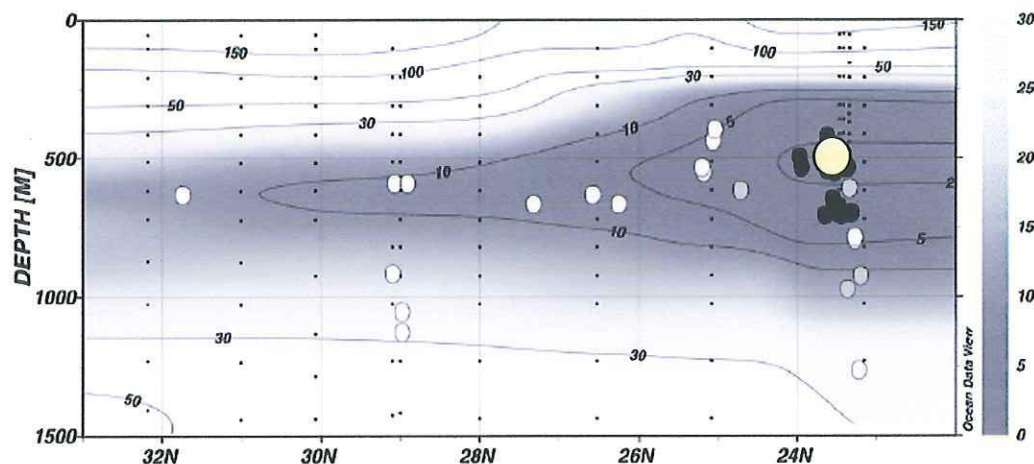


Figura 2. Distribución espacial de la concentración de oxígeno disuelto ($\mu\text{mol/kg}$), en el Margen de Baja California (de Van-Geen et al., 2003). El círculo amarillo muestra la ubicación los núcleos sedimentarios utilizados en este estudio.

4.2 Colecta de muestras

Los núcleos de sedimento empleados en este estudio (PC10 y GC32) fueron colectados durante la campaña "Oxygen Minimum Zone Expedition LEG01" (OXMZM01) a bordo del R/V Melville, realizada entre octubre y noviembre de 1999, en el margen de Magdalena, Baja California Sur, México. El núcleo de pistón (PC10) se colectó en la parte central de la ZMO ($23^{\circ} 36.54' \text{ N}$ y $111^{\circ} 33.50' \text{ W}$), a una profundidad aproximada de 432 m y el núcleo de gravedad que lo acompaña (GC32) se colectó en la misma zona (Van-Geen et al., 2003; Sánchez-González, 2006). Los núcleos fueron seccionados a bordo

en secciones de 1.0 m y tras ser fotografiados con cámara digital y escaneados con reflectancia espectral difusa (DSR) se mantuvieron en congelación a -20°C hasta su posterior análisis en el laboratorio (Van-Geen *et al.*, 2003).

4.3 Análisis de muestras

Los núcleos colectados fueron descongelados y muestreados cada 5 cm. Las muestras obtenidas fueron liofilizadas y homogenizadas en un mortero de ágata. La cuantificación de clorinas se realizó de acuerdo a la metodología propuesta por Rosell-Melé *et al.* (1997). En resumen, se tomó una sub-muestra de sedimento de 15 mg a la cual se le adicionaron 4 mL de una mezcla de diclorometano – metanol (DCM:MeOH) (3:1) grado HPLC. La extracción se realizó en un baño ultrasonido por 15 min., pasando previamente las muestras por un mezclador Vortex (20s). Posterior a la extracción, las muestras fueron centrifugadas a 2500 rpm por 5 min. y el solvente sobrenadante fue transferido a un tubo limpio. La secuencia de extracción se repitió tres veces cambiando a solvente nuevo hasta llegar a un total de ~10 mL. El extracto obtenido fue evaporado con nitrógeno (N_2) en un evaporador orbital (Labconco RapidVap) hasta llevar a sequedad total y finalmente redisolto en 10 mL de acetona (grado HPLC). Durante la extracción y centrifugación las muestras fueron enfriadas con hielo y se mantuvieron bajo condiciones de luz opaca para evitar la degradación de las clorinas. La cuantificación de clorinas se realizó en un fluorómetro Turner-Designs, modelo Trilogy usando un módulo de clorofila a, con una longitud de onda de excitación de 485 nm y de emisión de 685 nm,

usando una amplitud de banda de 10 nm. Para calibrar el instrumento, se preparó una curva de calibración de 5 diluciones hecha a partir de una solución estándar de pirofeoforbide-a metil ester (SigmaAldrich, 98% pureza). La precisión calculada con extracciones repetidas de sedimento estándar de laboratorio fue de $\pm 5.8\%$. Todo el material utilizado fue descontaminado con solventes o calcinado a 450°C por 5 horas, antes de usarse.

Para la cuantificación de ópalo biogénico (OB) se empleó la técnica descrita por Mortlock y Froelich (1989) ligeramente modificada. Se tomaron 50 mg de sedimento liofilizado y se le adicionaron 5 mL de peróxido de hidrógeno (H_2O_2) y 5 mL de HCl 1N. La extracción de OB se realizó en un baño ultrasonido por 30 min. Cada muestra fue centrifugada a 6000 rpm durante 10 min removiendo el sobrenadante. Posterior a esto, se tomó una alícuota de 20 mL de Na_2CO_3 2M que fue adicionada a cada muestra y se colocaron en un baño de temperatura controlada a 85°C . Las muestras fueron removidas y se mezclaron vigorosamente en un Vortex y rápidamente se regresaron al baño hasta completar un total de 9h de extracción. Las muestras fueron centrifugadas por 5 min y finalmente se tomó una alícuota de 10ml. Una vez que las muestras alcanzaron la temperatura ambiente, se tomó una alícuota de 100 μl y fue adicionada a un tubo de polietileno el cual previamente contenía 17.5 ml de reactivo Molibdato. Transcurridos 20 min se adicionaron 7.5 ml de Reactivo Reductor (una mezcla de metol-sulfito, ácido oxálico y ácido sulfúrico) y se dejaron en reposo por 12 h. Finalmente, la sílice extraída fue cuantificada

mediante espectrometría de Uv-Vis a 812 nm, en un espectrofotómetro Varian Cary 50 (precisión $\pm 3.9\%$). Como estándar se utilizó una solución de silicofluoruro de sodio (Na_2SiF_6) 20mM. Los datos de carbono orgánico fueron obtenidos de Dean *et al.* (2006) para el mismo registro.

4.4 Modelo de edad

El modelo de edad para el núcleo GC32/PC10 fue realizado mediante el fechado por ^{14}C para en diferentes horizontes a lo largo del registro. Los resultados indican que para los pasados 15 ka (0 a 4m del registro sedimentario) la tasa de sedimentación es relativamente constante de $\sim 22\text{cm/ka}$. Sin embargo entre los 4.5 y 5.1 m del registro hay un fuerte salto en la edad que va de los 18 a los 34.2 ka, que sugieren un “hiatus” en el registro (Dean *et al.*, 2006). Para ajustar la cronología de la primera parte del registro (0 – 15 ka) se realizó una comparación de la señal del DSR F3 (el cual fue definido previamente en la sección de colecta de muestras) (con un cm de resolución) con la señal isotópica de oxígeno del registro GISP2 de Groenlandia (Grootes *et al.*, 1993). Sin embargo, después de los 8.5 m hasta el final del registro (14.5m) no fue posible realizar este ajuste ya que en este intervalo, el DSR F3 no muestra un patrón que pueda ser ligado de manera confiable con el registro de isótopos de Groenlandia (GISP2) (Van Geen *et al.*, 2003; Dean *et al.*, 2006).

Con el fin de afinar la cronología para el periodo del Holoceno, se calculó un DSR03 promedio en el periodo de empalme de los dos núcleos (el núcleo de gravedad GC32 y el núcleo de pistón PC10). Posteriormente se realizó el ajuste usando puntos de ligue entre la señal de $\delta^{18}\text{O}$ del GISP2 y el DSR03. Finalmente cada estrato de los núcleos GC32 y PC10 fue fechado por profundidad del DSR03.

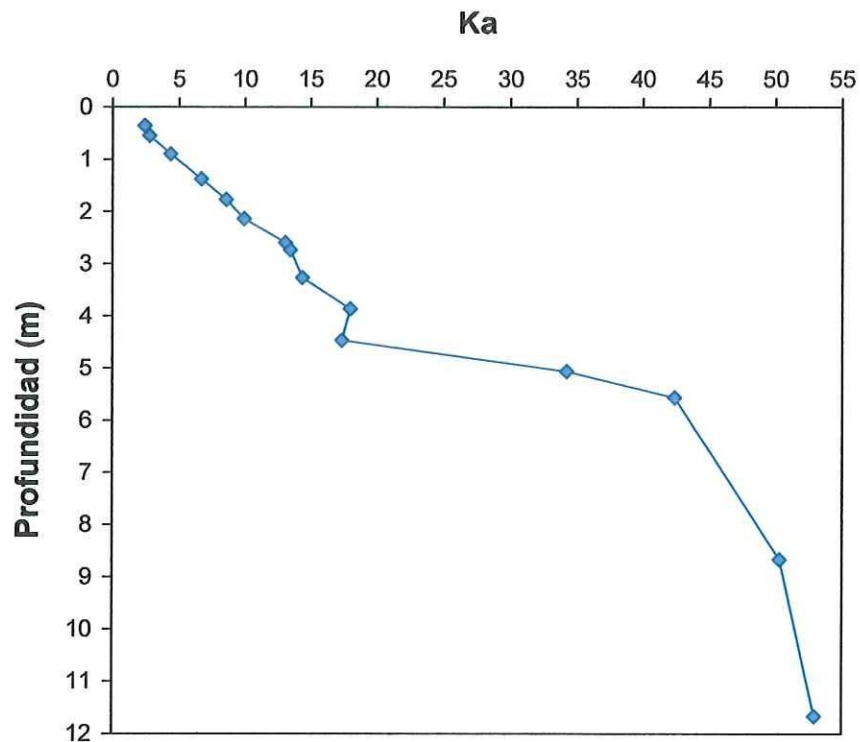


Figura. 3 Relación edad-profundidad para el GC32/PC10 con datos de ^{14}C obtenidos de Van Geen *et al.* (2003).

5. Resultados

5.1 Variabilidad de la Paleoproductividad durante el Holoceno.

El contenido de carbono orgánico total (% de COT), ópalo biogénico (% de OB) y clorinas ($\mu\text{g/g}$) del registro para el periodo del Holoceno (11.6 ka – presente), se muestra en la Fig. 4. El contenido de COT mostró una alta variabilidad a lo largo del Holoceno (COT de ~4 a cerca de 14%, promedio de 9.7%). Los sedimentos depositados entre los 11.6 y 8 ka muestran un bajo contenido de COT oscilando entre 8.2 y 4.2 % y una clara tendencia general a incrementarse a partir del inicio del registro (~11.6 ka) hacia el reciente. El registro de COT obtenido de Dean et al. (2006), muestra un segmento sin datos entre ~7.6 y 6.9 ka, mientras que el intervalo de ~3.2 ka hacia el reciente el COT muestra baja variabilidad comparado con el periodo entre 7 y 3.2 ka donde el contenido de COT fue mucho mas variable (13.79 – 10.42%) y muestra un comportamiento oscilatorio (Fig. 4g).

El OB varió entre 8.5 y 3.9% a lo largo de todo el registro del Holoceno. Al igual que el COT, el periodo entre 11.6 y 8 ka se caracterizó por un bajo contenido de OB, además que muestra poca variabilidad, entre 4 y 5%, con excepción del claro incremento que se registra a los 8.2 ka (7.3%), siendo éste uno de los máximos en acumulación de ópalo en todo el registro (Fig. 4e). El segundo valor más alto de OB de 8.5% se midió a los 4.3 ka (Fig. 4e). En el periodo comprendido entre los 7.3 y 3.4 ka fue donde ocurrió la mayor acumulación de Ópalo (8.5 y 4.7%) y, a diferencia del COT, el contenido de OB

en los sedimentos disminuye ligeramente hacia el periodo más reciente del registro.

La concentración de clorinas para todo el Holoceno, varió entre 126.8 y 17.3 $\mu\text{g/g}$, con un promedio de 71 $\mu\text{g/g}$ (Fig. 4h). El contenido total de clorinas muestra una tendencia general a incrementarse desde el principio del registro hacia el reciente y, al igual que el COT y el OB, los sedimentos depositados entre los 11.6 y 8 ka presentan las más bajas concentraciones de clorinas, que oscilan entre 17.4 y 42.6 $\mu\text{g/g}$. A lo largo del periodo del Holoceno, las clorinas presentan tres mínimos ubicados a los 8.2, 3.1 y 0.8 ka (22.3, 66.0 y 61.4 $\mu\text{g/g}$ respectivamente). Durante el periodo centrado a los 8.2 ka ocurre una tendencia contraria entre ópalo y clorinas; mientras que con el registro de clorinas se observa una concentración mínima, el ópalo presenta un máximo. También es posible ver una clara tendencia en el contenido de clorinas a incrementarse hacia las edades recientes del registro sedimentario, ya que entre los 2.8 y 0.8 ka se midieron las máximas concentraciones para el periodo del Holoceno.

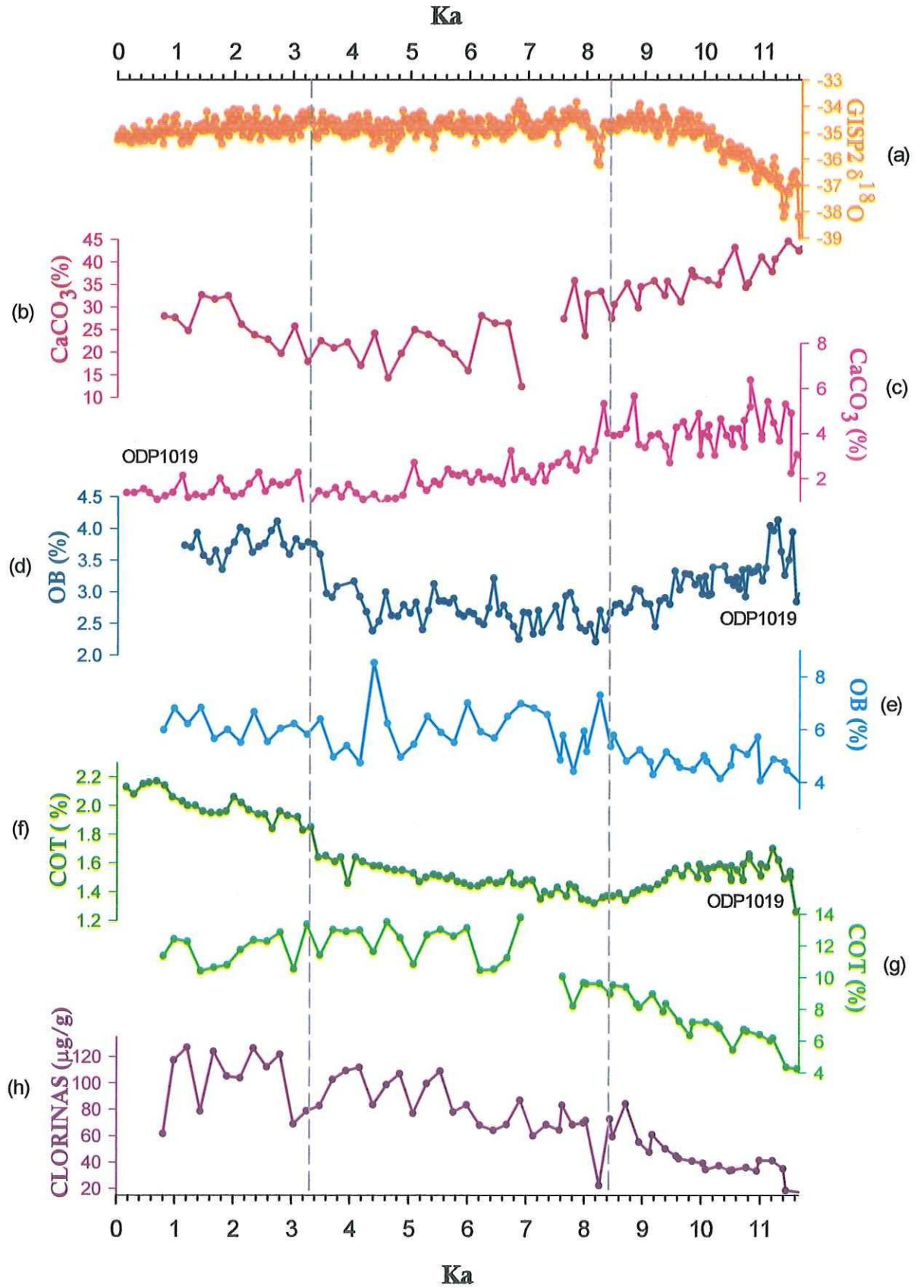


Figura 4. (a) Perfil de $\delta^{18}\text{O}$ en el núcleo GISP2 de Groenlandia (Greenland Ice Sheet Project 2) (Grootes *et al.*, 1993) (b) CaCO_3 datos tomados de Dean *et al.*, (2006) del núcleo GC32 y PC10 del Margen Magdalena, (c) CaCO_3 del núcleo 1019 de Ocean Drilling Project (ODP1019) situado en el Sur de las costas de Oregón (Barron *et al.*, 2003), (d) Ópalo Biogénico (OB) ODP1019, (e) Ópalo Biogénico (OB) de este estudio núcleos GC32 y PC10, (f) Carbono Orgánico total (COT) ODP1019, (g) Carbono Orgánico total (COT) de este estudio y (h) clorinas de este estudio. Las líneas punteadas denotan el Holoceno temprano, medio y tardío (Cronin, 1999).

5.2. Cambios en la productividad Glacial-Interglacial

Debido a la falta de consistencia en el fechado del núcleo PC10, en esta sección se muestra la variación de los proxies con respecto a la profundidad de todo el registro. El contenido de COT en los 13.76 m del registro sedimentario, compuesto por el núcleo de pistón (PC10) y el núcleo de gravedad (GC32), muestra una alta variabilidad en el flujo de carbono orgánico hacia los sedimentos de la región. Los valores porcentuales de COT oscilaron entre 3.5 y 16.9%, a lo largo de todo el registro (Fig. 5a). En el intervalo del registro comprendido entre los 8.5 y 13.76m de profundidad, el contenido de COT se encontró entre los mas altos (entre 7.6 y 16.9%) y de los más variables medidos en estos núcleos (Fig. 5a). En contraste, entre los 2.69 y 4.16m se midieron los porcentajes mas bajos de COT de todo el registro (ca. 3.5 y 4.8%), periodo que corresponde a el UGM. El contenido de COT medido desde los 2.64 m y hacia la parte mas superficial del registro, durante el periodo del Holoceno, muestra una clara tendencia a incrementarse hacia el reciente, de valores entre 4.2 y

13.7%. Sin embargo, el registro de COT en esta secuencia muestra 2 segmentos cortos sin datos entre 1.59 - 1.75m y 8.46 - 8.51m (Dean *et al.*, 2006; Fig.5a).

Al igual que el COT, el contenido de OB mostró una elevada variabilidad, entre 2.7 y 11.6%, a lo largo de todo el registro (Fig. 5b), con una tendencia general similar a la del COT (Fig. 5a). Los valores mas altos de OB se obtuvieron en el intervalo entre 8.4 y 13.76m (ca. 3.4 y 11.6%) y los mínimos entre las profundidades de 2.69 y 4.16m (ca. 2.8 y 4.1%). Además, el registro muestra un marcado incremento de OB al inicio del periodo del Holoceno (de 2.64m hacia la parte mas superficial), donde los valores porcentuales oscilan entre 3.9 y 8.5%, que indican un incremento en la productividad primaria exportada durante este evento cálido, tal como se mostró en la sección anterior (Fig. 5b).

De manera similar a los otros trazadores de paleoproduktividad, el COT y OB, el contenido de las clorinas a lo largo del registro sedimentario de PC10 y GC31 fue altamente variable, oscilando entre 9.2 y 126.8 $\mu\text{g/g}$ (Fig. 5c). Las concentraciones mas bajas de clorinas (entre 9.2 y 21.27 $\mu\text{g/g}$) fueron encontradas en el intervalo de profundidad entre 2.69 y 4.16m, mientras que entre los 2.64m y hacia la parte mas superficial del registro (Holoceno), existe una evidente tendencia de incremento en el contenido de clorinas (ca. 13.5 y 126.8 $\mu\text{g/g}$). En un claro contraste con el COT y OB, en la sección mas reciente del registro sedimentario, que corresponde al periodo del Holoceno, se

caracterizó por la alta variabilidad y es donde se encontraron las máximas concentraciones. Entre los 8.4 a 13.7m, el contenido de clorinas muestra una baja variabilidad, comparada con el Holoceno y su concentración varían entre los 32.9 y 108.0 $\mu\text{g/g}$, en esta sección (Fig. 5c).

Al contrastar la variabilidad de los trazadores de paleoproduktividad a lo largo del registro sedimentario, es posible observar una tendencia similar en los perfiles de COT, OB y clorinas. Este comportamiento sugiere cambios en el flujo de estos trazadores hacia los sedimentos, como consecuencia de los cambios en la productividad primaria de la zona en el pasado (Tabla 1). En conjunto, estos resultados sugieren que el incremento en la productividad primaria en esta región del Pacífico Nororiental está asociado a periodos cálidos, tales como el Holoceno e Interestadiales, mientras que durante los periodos fríos como el UGM y los estadiales, se caracterizan por una baja productividad. Los perfiles mostrados por los trazadores de paleoproduktividad, además del perfil del DSR F3, muestran suficientes evidencias para separar los periodos del UGM y el Holoceno (Fig. 5). Sin embargo, el comportamiento de estos trazadores, así como el DSR F3, en la parte más antigua del registro dificulta asignarle un periodo específico, debido al problema mencionado de la falta de una cronología consistente en la parte más profunda de este registro sedimentario (Dean *et al.*, 2006). No obstante este problema, los máximos y mínimos que muestran los diferentes trazadores en la parte baja del núcleo PC10, se asemejan a las fluctuaciones mileniales en el clima que ocurrieron

entre los 25 y 50 ka, relacionados con la variabilidad estadal-interstadial del periodo glacial (e.g. Dean *et al.*, 2006).

Tabla 1. Concentraciones y porcentajes promedio de COT, OB y clorinas de los núcleos GC32/PC10.

Periodos	Promedios		
	COT (%)	OB (%)	Clorinas ($\mu\text{g/g}$)
Holoceno	9.7	5.5	70.0
UGM	4.1	3.5	13.4
Interestadiales	11.7	5.5	56.1

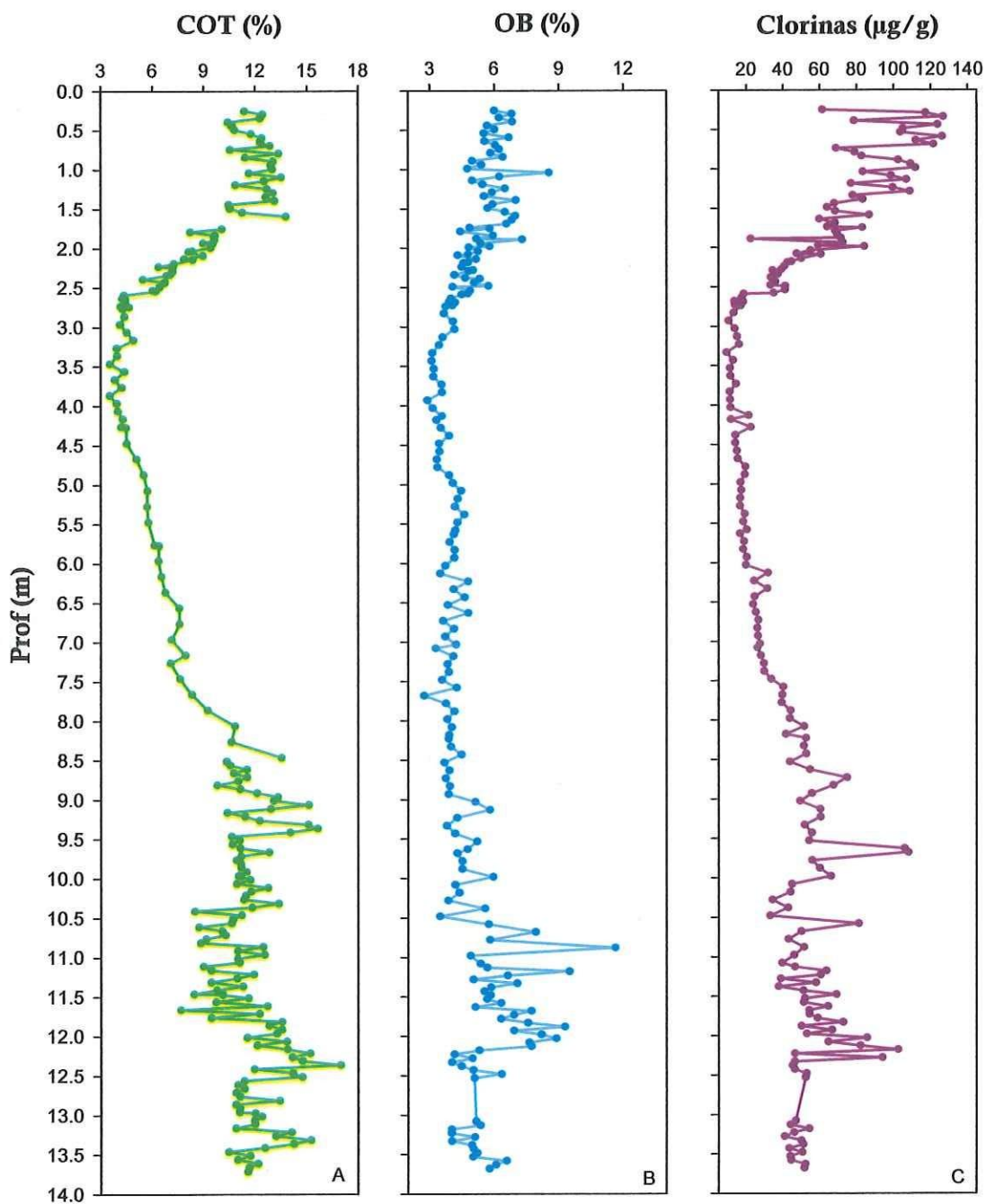


Figura. 5 Perfil de Carbono Orgánico Total (A), Perfil de Ópalo Biogénico (B) y Perfil de Clorinas (C) del núcleo sedimentario compuesto por GC32/PC10.

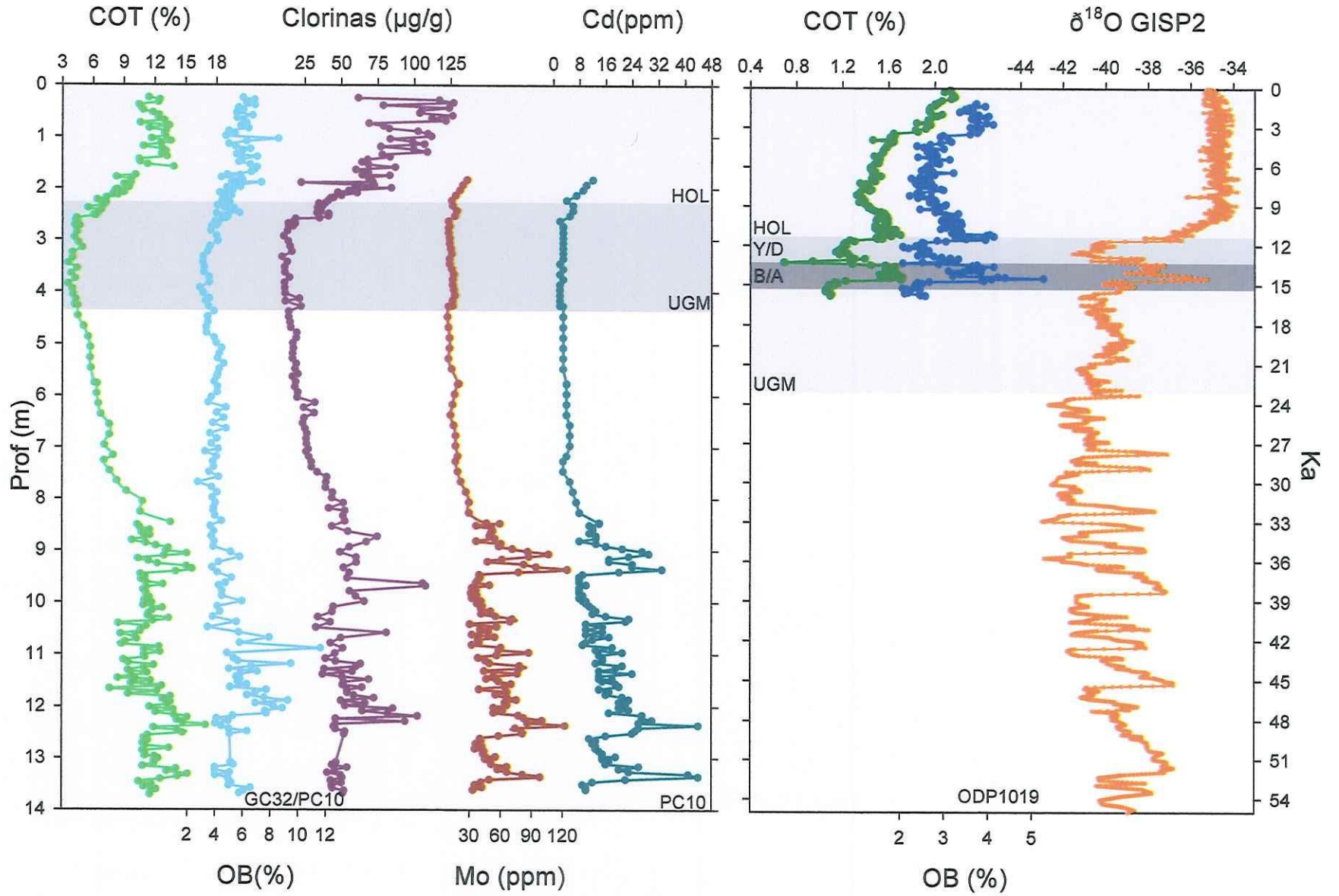


Fig. 6. Concentraciones de COT, OB y Clorinas GC21/PC10 (este estudio), Mo y Cd para el PC10 (Dean *et al* 2006), COT y OB medidos en el sitio ODP1019 (Barron *et al.*, 2003) y, $\delta^{18}\text{O}$ GISP2 (Grootes *et al.*, 1993). El sombreado gris denota una aproximación de los periodos del Holoceno (HOL) y Último Máximo Glaciar (UGM) para el núcleo GC32/PC10 (este estudio) respecto a la profundidad; para el núcleo ODP1019 y $\delta^{18}\text{O}$ GISP2, se marcan los periodos del HOL, UGM y adicionalmente los eventos del Younger-Dryas (Y/D) y Boilling-Allerod (B/A) respecto a la edad (ka).

6. Discusiones

6.1 Variabilidad de la Paleoproduktividad durante el Holoceno.

El margen Magdalena de Baja California se caracteriza por intensas surgencias que promueven una alta productividad primaria lo que favorece el flujo de MO hacia el fondo y controla la acumulación de COT en los sedimentos (Ortiz *et al.*, 2004; Sánchez y Carriquiry, 2007). Estudios realizados en sedimentos colectados en las costas de California, Sur de Oregón y Cuenca Santa Bárbara son coincidentes con nuestros resultados que muestran que el periodo comprendido entre 11.6 y 8 ka se caracterizó por altos porcentajes de CaCO_3 , COT y bajo contenido de OB (Barron *et al.*, 2003, González-Yajimovich *et al.*, 2005; Fisher y Hendy, 2008). Sin embargo, este periodo se caracteriza también por una clara tendencia a incrementar el contenido de COT, OB y clorinas durante la deglaciación, lo que sugiere un paulatino aumento en la paleoproduktividad durante este periodo.

Al comparar nuestros resultados con otros estudios realizados en diferentes sitios de la Corriente de California (CC), observamos un

comportamiento similar en los mismos trazadores. Por ejemplo, durante el periodo comprendido entre los 11.6 y 8 ka (holoceno temprano) el registro sedimentario del ODP1019 colectado al norte de California (Lyle *et al.*, 2000; Barron *et al.*, 2003), se caracterizó por un alto contenido de CaCO_3 , comparado con el resto del periodo del Holoceno, de manera similar a los resultados de este estudio (Fig. 4c, d). Se ha propuesto que durante el Holoceno temprano, las surgencias costeras fueron débiles en la CC, lo que pudo favorecer los florecimientos de cocolitofóridos, que podrían explicar el alto contenido de CaCO_3 encontrados en ambos sitios, durante esta etapa del Holoceno (Lyle *et al.*, 2000). Así mismo, el moderado contenido de OB (Fig. 4e y 4f) nos sugiere que las diatomeas fueron menos comunes durante esta parte del Holoceno y probablemente no constituyeron la fuente principal de carbono exportado hacia los sedimentos.

Se ha documentado que durante el evento frío centrado en los 8.2 ka del Holoceno (Alley *et al.*, 1997), ocurrió un descenso de temperatura promedio del mar hasta de 2°C , probablemente como una consecuencia de la disminución en la circulación termohalina, producto del aporte de pulsos de agua dulce al océano Atlántico (Grafestín, 1998; Barber *et al.*, 1999; Keigwin y Boyle, 2000; Ellison, 2006; Flesche, 2008). Adicionalmente, se ha documentado que durante este mismo periodo ocurrió un aumento en actividad volcánica, lo que favoreció una reducción en la temperatura debido al aporte de SO_4 a la atmósfera (Mayewski, 2004). Estos cambios en las condiciones de temperatura y

disponibilidad de nutrientes se ven reflejados en los registros del ODP1019 y en nuestros registros de clorinas y COT, sugiriendo que éstos cambios pudieron tener un efecto adverso sobre la productividad biológica en el área, siendo el registro de clorinas (Fig. 4h) el que muestra con mas detalle la reducción en la paleoproductividad.

En contraste, nuestros datos de OB (Fig. 4e) sugieren que durante este mismo evento frío, la productividad de diatomeas en la columna de agua fue relativamente elevada. Aunque el incremento en la productividad es una posibilidad, existen otras posibles explicaciones para el incremento de OB, y la reducción de COT y clorinas, durante este periodo. Por un lado, la reducción en la temperatura pudo haber favorecido condiciones para la mayor preservación de OB. Diferentes autores han propuesto que un descenso en la temperatura, como la ocurrida durante este periodo, favorece una mayor preservación del OB, comparado con condiciones más cálidas (Sigmon y Cahoon, 1997; Bidle *et al.*, 2002; Rickert *et al.*, 2002; Natori *et al.*, 2006). Por otro lado, existe la posibilidad de que estas condiciones propiciaran un incremento en la captación de Si, en relación al carbono, por parte de las diatomeas incrementando la producción de diatomeas mas silicatadas que tienen un índice mayor de hundimiento (Kienast, *et al.*, 2002). Por lo tanto, una posible combinación de baja disolución de OB y/o la producción de frústulas de mayor densidad, podrían explicar el incremento en el contenido de OB, durante este periodo. Adicionalmente, existe también la posibilidad de que la reducción en la

temperatura durante este periodo, aunque de menor magnitud que la ocurrida durante los cambios glacial – interglacial, produjera una menor sedimentación de material orgánico y clorinas, comparado con el OB.

Esta misma posibilidad podría explicar el segundo máximo de OB del Holoceno (Fig. 4f), centrado en ~ 4.3 ka, en donde las concentraciones de clorinas y la acumulación de COT disminuyen. Sin embargo, la disminución en la concentración de clorinas es menor comparada con en el evento de enfriamiento centrado en los 8.2 ka, lo que sugiere que el flujo de clorinas pudiera estar asociada al incremento en el flujo de partículas de sedimento, favoreciendo su preservación.

Los datos de alquenonas indican que la temperatura promedio de las costas al sur de Oregón y norte de California (núcleo ODP1019) se mantuvo casi constante (ca. 10.5°C) durante el holoceno medio (de 8.2 a 3.3 ka), (Barron *et al.*, 2003). Mientras que las temperaturas derivadas de alquenonas para el mismo periodo del Holoceno, calculadas para la región central de la corriente de California (núcleo ODP1012, $\sim 32^{\circ}\text{N}$) y del sur de nuestra área de estudio (núcleo LPAZ, $\sim 22^{\circ}\text{N}$), variaron alrededor de un promedio de 16.4 y 25°C , respectivamente (Herbert *et al.*, 2001). Considerando la abundancia de la diatomea *Thalassionema nitzchiodes*, especie característica de eventos de surgencias fuertes, Barron *et al.* (2003), proponen que éste periodo se caracterizó por un incremento en las surgencias costeras, que coinciden con el

incremento en los proxies de productividad (COT, OB y clorinas) de nuestro registro y en el ODP1019 (Fig. 4b-h).

Aunque el Holoceno medio se caracteriza por la alta variabilidad en el contenido de COT, OB y Clorinas, la tendencia general muestra un incremento hacia el reciente lo que refleja un incremento en la productividad biológica en general, y por ende de las diatomeas; no obstante, este incremento es mas evidente en el contenido de clorinas (Fig. 4h). Este comportamiento coincide con el aumento de la temperatura superficial del mar hacia los 3.2 ka y el incremento abrupto entre los 3.4 y 3 ka en el COT y OB del sitio ODP1019 (Barron *et al.*, 2003). Este cambio se observa más ligeramente en nuestros datos y marcan el inicio del holoceno tardío (Fig.4e y g). Se ha propuesto que los periodos de alta productividad primaria se caracterizan por el bajo contenido de carbonatos, lo cual es concordante con ambos registros de CaCO_3 (Fig. 4b y c). Se ha propuesto que puede deberse a una sucesión del fitoplancton, donde al finalizar los florecimientos de diatomeas ocurre un aumento en las comunidades de cocolitofóridos, quienes son uno de los principales grupos productores de carbonatos (Lyle *et al.*, 2000; González-Yajimovich *et al.*, 2005).

Nuestro registro muestra las máximas concentraciones de clorinas en este periodo (de 3.3 hasta los 0.7 Ka), lo que claramente evidencia el aumento de la PP; sin embargo, este periodo coincide con un contenido moderado de ópalo, comparado con el contenido de clorinas. Estos resultados sugieren que la productividad pudo no estar dominada por diatomeas o alternativamente la

abundancia de diatomeas fue elevada, tal como lo proponen Sánchez y Carriquiry (2007), pero con un menor grado de silificación, lo que favorece su disolución. En consecuencia, es posible que la reducción observada de OB relativa a las clorinas, sólo sea un efecto de la preservación.

6.2 Cambios en la productividad Glacial-Interglacial

El registro sedimentario PC10/GC32 se encuentra localizado en el núcleo de la zona de mínimo oxígeno (ZMO), que caracteriza la región sur de la Corriente de California en el PNO. La comparación de nuestros resultados con los obtenidos en otros registros en esta región (e.g. Dean *et al.*, 2006) y los obtenidos al norte de la CC (e.g. Barron *et al.*, 2003), nos permite estimar el efecto a mayor escala de la variabilidad climática en el periodo glacial – interglacial sobre la productividad primaria exportada (Fig. 6).

Los cambios en la paleoproduktividad primaria en los periodos de transición glacial – interglacial ha sido documentada por fluctuaciones en las concentraciones de carbonatos, OB y COT de registros sedimentarios. Nuestros resultados coinciden con estudios realizados en áreas cercanas a nuestros registros como son sur de Oregón y Cuenca Santa Bárbara, que muestran que la productividad primaria en esta región del Pacífico disminuyó considerablemente durante los periodos fríos de los últimos 50 ka (Barron *et al.*, 2003; Ortiz *et al.*, 2004; Dean *et al.*, 2006).

Estos mismos cambios han sido documentados en nuestra área de estudio, usando los mismos registros (núcleos PC10/GC32 y PC08/GC31) (Ortiz *et al.*, 2004; Dean *et al.*, 2006; Sánchez y Carriquiry, 2007). La distancia de 15 km que separa los sitios de colecta del núcleo PC10/GC32 y el núcleo PC08/GC31, permite suponer razonablemente que ambos registros estuvieron sometidos bajo el mismo régimen de sedimentación (Dean *et al.*, 2006). Sin embargo, el fechado de radiocarbono (Van Geen *et al.*, 2003) indica que la acumulación de sedimentos en el PC10 estuvo interrumpida durante el UGM y se reanudó durante el Holoceno, mientras que el registro PC08/GC31 muestra una sedimentación continúa. La batimetría del área muestra que el PC10 está localizado cerca de la parte superior del talud, mientras que el PC08 se localiza en la parte más profunda (Van Geen *et al.*, 2003) (Fig. 6). Dean *et al.*, (2006) proponen que la interrupción en la sedimentación observada en nuestro registro, pudo ser debido a la disminución en el nivel del mar de ~120m durante el UGM, con un efecto significativo en la dinámica de la depositación de sedimentos en el área y la profundidad donde el PC10/GC32 fue colectado (Van Geen *et al.*, 2003; Dean *et al.*, 2006).

Desafortunadamente, el registro del DSR F3 no pudo ser usado para la cronoestratigrafía de las secciones laminadas que dominan el registro del PC10 entre los 8.5 y 14.4 m, tal como el DSR F3 del núcleo PC08 puede ser ligado a los registros de isótopos de Groenlandia. Por lo tanto el registro del DSR F3 del PC10 (entre 8.5 y 14.4 m) se asoció con el bajo contenido de COT que se

presenta en el PC08 y que corresponden a estadales fríos registrados en Groenlandia con los registros de $\delta^{18}\text{O}$, lo que sugiere que la sedimentación de trazadores biogénicos fue reducida en el sitio del PC10 no solo durante el UGM sino también en periodos fríos previos al UGM (Dean *et al.*, 2006; Sánchez-González y Carriquiry, 2006).

En el periodo del UGM, el registro del ODP1019 al norte de la Cuenca de Santa Bárbara se caracterizó por bajos valores de COT y OB (Lyle *et al.*, 1992) coincidente con lo resultados obtenidos para el Margen Magdalena (Dean *et al.*, 2006) y con los resultados obtenidos en este estudio. La disminución de la PP durante el UGM ha sido relacionada con los cambios en la posición y forzamiento de los sistemas de presión atmosféricos dando origen a vientos débiles que provocaron una relajación en las surgencias. Este proceso trae como consecuencia una reducción en el aporte de nutrientes a la superficie, que afecta la productividad y en consecuencia la intensidad de la ZMO disminuye (Barron *et al.*, 2003; Ortiz *et al.*, 2004; Dean *et al.*, 2006; Sánchez-González, 2006). Contrario a lo que ocurre en periodos fríos, la mayor PP que ocurre en los periodos cálidos (Holoceno e Interestadales) es coincidente con una temperatura superficial más cálida, una moderada estratificación en la columna de agua superficial que favorece el incremento de la productividad (Hendy y Kennett 2000). El incremento marcado de COT, OB y clorinas en la parte superficial (0 a 4m) del registro y en la parte profunda de (8.5 a 13.7 m) en este estudio, es coincidente con estos cambios en las condiciones

oceanográficas descritas previamente bajo los periodos climáticos contrastantes (glacial e Interglacial) y concuerdan con los resultados y conclusiones obtenidas a partir de otros proxies publicados para la misma zona (Ortiz *et al.*, 2004; Dean *et al.*, 2006; Sánchez-González, 2006; Sánchez y Carriquiry, 2007), así como para la parte norte de la corriente de California (Lyle *et al.*, 1992; Barron *et al.*, 2003).

Varios autores han propuesto que las secuencias laminadas de los sedimentos se formaron durante intervalos cálidos (Holoceno, Boiling/Allerod e Interestadiales D/O) en los que ocurrió una deficiente ventilación (Behl y Kennett, 1996; Hendy *et al.* 2002; Hendy y Kennett, 2003; Van Geen *et al.*, 2003; Ortiz *et al.*, 2004; Dean *et al.*, 2006; Sánchez-González, 2006). Para caracterizar el estado del ambiente depositacional en el que se localiza el núcleo PC10 Dean *et al* (2006) analizaron Cd y Mo y concluyen que las covariaciones de Mo sugieren que la sulfato reducción condujo a enriquecimientos postdepositacionales, mientras que la relación de COT y Cd está directamente asociada con el suministro de estos constituyentes al hundimiento del material planctónico.

Lo anterior nos da la pauta para suponer que la concentración del oxígeno del agua profunda controló la preservación del material exportado a los sedimentos. Por lo tanto, el incremento en las concentraciones de Cd y Mo nos sugiere una intensificación de la ZMO durante los mismos periodos donde se incrementa el contenido COT, OB y sobre todo en el de las clorinas, de tal

manera que la variabilidad en las concentraciones de los proxies de COT, OB y clorinas indica que fue producto de los cambios en la productividad primaria de la zona y no producto de los cambios en la preservación.

7. Conclusiones

1. La aproximación multiproxy empleada en este estudio permitió reconstruir la paleoproduktividad con gran detalle en esta región del Pacífico. Los perfiles de COT, OB y clorinas en el registro sedimentario GC32/PC10 muestran claramente los cambios de paleoproduktividad (PP) durante la transición Glaciar-Interglaciar en la región sur de la Corriente de California.
2. Nuestros resultados indican que la productividad primaria del Margen Magdalena se ha mantenido elevada durante el periodo del Holoceno. En general las tendencias mostradas por los diferentes proxies evidencian un incremento hacia el reciente. Particularmente el registro de clorinas presenta con más detalle el aumento en la PP a lo largo del Holoceno, mostrando concentraciones máximas en el Holoceno tardío.
3. Los proxies nos indican que durante los periodos fríos como el UGM y estadales, se favorecieron las condiciones en la región que reducen la productividad primaria mientras que en periodos cálidos como el Holoceno e Interestadales la PP se ha mantenido elevada. El perfil de

las clorinas fue el que mostró con mayor definición los cambios en la PP, por lo cual es posible inferir que son el mejor indicador de PP para este caso particular de estudio.

REFERENCIAS

- Alley R. B., Mayewski P. A., Sowers T., Stuiver M., Taylor K. C. y Clark P. U. 1997. Holocene climate instability: A prominent, widespread event 8,200 yr ago. *Geology*. 25: 483-486.
- Aveytua – Alcazar L. 1998. Ácidos grasos como indicadores del origen y degradación de materia orgánica en sedimentos de la cuenca Delfín, Norte del Golfo de California. Universidad Autónoma de Baja California, Facultad de Ciencias Marinas. Tesis de licenciatura.
- Barber D.C., Dyke A., Hillaire-Marcel C., Jennings A. E., Andrews J. T., Kerwin M. W., Bilodeau G., McNeely R., Southon J., Morehead M. D. y Gagnon J. M. 1999. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*. 400: 344-348.
- Barron J. A., Heusser L., Herbert T. y Lyle M. 2003. High-resolution climatic evolution of coastal northern California during the past 16,000 years. *Paleoceanography*. 18 (1): 1 – 19.
- 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.
- Bidle K. D., Manganelli M. and Azam F. 2002. Regulation of Oceanic Silicon and Carbon Preservation by Temperature Control on Bacteria. *Science*. 298: 1980-1984.
- Blunier T., Chappellaz J., Schwander J., Dällenbach A., Stauffer B., Stocker T. F., Raynaud D., Jouzel J., Clausens H. B., Hammmers C. U. y Johnsens S.J. 1998. Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature*. 394: 739-743.

- Braun H., Ditlevsen P. y Chialvo D.R. 2008. Solar forced Dansgaard-eschger events and their phase relation with solar proxies. *Geophysical Research Letters*. 35: 1-5.
- Bradley R. S. 1999. Marine Sediments and Corals. IN: Dmowska R. and Holton J. R. *Paleoclimatology Reconstructing Climates of the Quaternary*. International Geophysics series. 64: 191-276.
- Broecker W. S. y Clark E. 2001. Glacial to Holocene Redistribution of Carbonate Ion in the Deep Sea. *Science*. 294: 2152-2155.
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I. y Bonani G. 1997. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*. 278: 1257-1266.
- Chen R. F., Jiang Y. y Zhao M. 2000. Solid-phase fluorescence determination of chlorins in marine sediments. *Organic Geochemistry*. 31: 1755-1763.
- COHMAP Members. 1988. Climatic changes of the last 18,000 years: Observations and model simulations. *Science* 241: 1043-1052.
- Colmenero-Hidalgo E. 2004. Respuesta de las asociaciones de coccolitofóridos a los cambios climáticos del cuaternario final, Reconstrucción de la dinámica superficial y climática del Mediterráneo occidental y del mar de Arabia. Tesis de doctorado. Universidad de Salamanca. pp. 281.
- Cronin T. M. 1999. Holocene Centennial and Decadal Climatic Variability. IN: Bottjer D. J. and Bambach R. K. *Principles of Paleoclimatology*. Columbia University Press. 253-300.
- Crusius J., Pedersen T. F., Kienast S., Keigwin L. y Labeyrie L. 2004. Influence of northwest Pacific productivity on North Pacific Intermediate Water

oxygen concentrations during the Bolling-Allerod interval (14.4-12.9 ka). *Geology*. 32 (7): 633-636.

Dahl K. A., Repeta D. J. and Goericke R. 2004. Reconstructing the phytoplankton community of the Cariaco Basin during the Younger Dryas cold event using chlorin sterol esters. *Paleoceanography*. 19: 1-13.

Dean W. E., Gardner J. V. y Piper D. Z. 1997. Inorganic geochemical indicators of glacial-interglacial change in productivity and anoxia on the California continental margin. *Geochimica et Cosmochimica*. 61: 4507-4518.

Dean W.E., Zheng Y., Ortiz J.D. y Van-Geen A., 2006. Sediment Cd and Mo accumulation in the oxygen-minimum zone off western Baja California linked to global climate over the past 52 kyr. *Paleoceanography*. 21: 1-13.

deMenocal P., Ortiz J., Guilderson T. y Sarnthein M. 2000. Coherent High – and Low-Latitude Climate Variability During the Holocene Warm Period. *Science*. 288: 2198-2202.

Devol A.H. y Hartnett H. E. 2001. Role of the oxygen-deficient in transfer of organic carbon to the deep ocean. *Limnology Oceanography*. 46(7): 1684-1690.

Doose H., Prahl F. G. y Lyle M. W. 1997. Biomarker temperature estimates for modern and last glacial surface waters of the California Current system between 33° and 42°N. *Paleoceanography*. 12 (4): 615-622.

Ellison C. R. W., Chapman M. R. y Hall I. R. 2006. Surface and Deep Ocean Interactions During the Cold Climate Event 8,200 Years Ago. *Science*. 312: 1929-1932.

- Falkowski P., Barber R.T., Smetacek V. 1998. Biogeochemical control and feedbacks on ocean primary production. *Science*. 281: 200-206.
- Falkowski P., Scholes R.J., Boyle E., Canadell J., Canfield D., Elser J., Gruber N., Hibbard K., Hogberg P., Linder S., Mackenzie F.T., Moore B., Pedersen T., Rosenthal Y., Seitzinger S., Smetacek V., Steffen W. 2000. The global carbon cycle: a test of our knowledge of the earth as a system. *Science*. 290: 291-296.
- Fisler J. y Hendy I. L. 2008. California Current System response to late Holocene climate cooling in southern California. *Geophysical Research Letters*. 35: 1-5.
- Flesche H., Kissel C., Laj C., Ninnemann U. S., Richter T. and Cortijo E. 2008. Reduced North Atlantic Deep Water Coeval with the Glacial Lake Agassiz Freshwater Outbursts. *Science*. 319: 60-64.
- Ganeshram R. S. and Pedersen T. F. 1998. Glacial-interglacial variability in upwelling and bioproductivity off NW Mexico: Implications for Quaternary paleoclimate. *Paleoceanography*. 13: 634-645.
- Gardner J. V., Dean W.E. y Dartnell P. 1997. Biogenic sedimentation beneath the California Current system for the past 30ky and its paleoceanographic significance. *Paleoceanography*. 12: 207-225.
- González-Yajimovich O. E. 2004. Holocene sedimentation in the southern Gulf of California and its climate implications. Ph.D. thesis. University of Southern California. pp. 211.
- González-Yajimovich O., Douglas R. G. and Gorsline D. S. 2005. The preserved carbonate record in Holocene sediments of the Alfonso and Pescadero

- basins, Gulf of California, Mexico. Proceedings of the Geologists Association. 116: 315-330.
- Grafenstein U., Erlenkeuser H., Miller J., Jouzel J. y Johnsen S. 1998. The cold event 8,200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Climate Dynamics* 14: 73-81.
- Grotes, P.M., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S.J., and Jouzel, J., 1993, Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores: *Nature*. 366: 552-554.
- Hamm C.E., Merkel R., Springer O., Jurkoj P., Maier C., Prechtel K. y Smetacek V. 2003. Architecture and material properties of diatom shells provide effective mechanical protection. *Nature*. 421: 841-843.
- Hartnett H. E. and Devol A. H. 2003. Role of strong oxygen-deficient zone in the preservation and degradation of organic matter: A carbon budget for continental margins of northwest Mexico and Washington State. *Geochimica et Cosmochimica*. 67 (2): 247-264.
- Harris P. G. and Maxwell J. R., (1995). A novel method for the rapid determination of chlorin concentrations at high stratigraphic resolution in marine sediments. *Organic Geochemistry*. 23 (9): 853-856.
- Harris P.G., Zhao M., Rosell-Melé A., Tiedemann R., Sarnthein M. y Maxwell J.R., 1996. Chlorin accumulation rate as a proxy for Quaternary marine primary productivity. *Nature*. 383: 63-65.
- Hastings D. W., Villanueva J. and Calvert S.E., (1999). Chlorin accumulation as a proxy for changes in past productivity in annually laminated sediments of Saanich Inlet. *Puget Sound Research*. 388-398.

- Hedges J.I. y Keil R.G. (1995). Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis. *Marine Chemistry*. 49: 81-115.
- Hendy I. L. y Kennett J. P. 2000. Dansgaard-Oscheger cycles and the California Current System: Planktonic foraminiferal response to rapid climate change in Santa Barbara Basin, Ocean Drilling Program hole 893A. *Paleoceanography*. 15 (1): 30-42.
- Hendy I. L. and Kennett J. P. 2003. Tropical forcing of North Pacific intermediate water distribution during Late Quaternary rapid climate change?. *Quaternary Science Reviews*. 22: 673-689.
- Hendy I. L., Kennett J.P., Roark E. B. e Ingram B. L. 2002. Apparent synchronicity of submillennial scale climate events between Greenland and Santa Barbara Basin, California from 30-10ka. *Quaternary Science Reviews*. 21: 1167-1184.
- Herbert T. D., Schuffert J. D., Andreassen D., Heusser L., Lyle M., Mix A., Ravelo A. C., Stott L. D. and Herguera J. C. 2001. Collapse of the California Current During Glacial Maxima Linked to Climate Change on Land. *Science*. 293: 71-76.
- Higginson M. J., Maxwell J. R. and Altabet M. A. 2003. Nitrogen isotope and chlorin paleoproductivity records from the Northern South China Sea: remote vs. Local forcing of millennial - and orbital-scale variability. *Marine Geology*. 3377: 1-28.
- Keigwin L. D. y Jones G.A. 1990. Deglacial climatic oscillations in the Gulf of California. *Paleoceanography*. 5 (6): 1009-1023.

- Keigwin L. D. y Boyle E. A. 2000. Detecting Holocene changes in thermohaline circulation. *Proceedings of the National Academic of Science*. 97 (4): 1343-1346.
- Kennett J.P. and Ingram B. L. 1995. A 20,000 year record of ocean circulation and climate change from the Santa Barbara Basin. *Nature*. 377: 511-514.
- Kienast S. S., Calvert S. E. and Pedersen T. F. 2002. Nitrogen isotope and productivity variations along the northeast Pacific margin over the last 120 kyr: Surface and subsurface paleoceanography. *Paleoceanography*. 17 (4): 1-17.
- Lyle, M., Zahn R., Prah F. Dymond J., Collier R., Pisias N. y Suess E. 1992. Paleoproductivity and carbon burial across the California: the multitracer transect, 42°N. *Paleoceanography*. 7 (3): 251-272.
- Lyle, M., Mix A. A., Ravelo A. C., Andreasen D., Heusser L. and Olivarez A. 2000. Millennial scale CaCO₃ and Corg events along the northern and central California margins: Stratigraphy and origins, in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 167: 163-182.
- Lynn R. J. and Simpson J. J. 1987. The California Current System: The seasonal variability of its physical characteristic. *Journal Geophysic Research*. 92: 12947-12966.
- Mangelsdorf K. Güntner U. y Rullokötter J. 2000. Climatic and oceanography variations on the California continental margin Turing the last 160ky. *Organic Geochemistry*. 31: 829-846.
- Mayewski P. A., Rohling E. E., Stager J. C., Karlén W., Maasch K. A., Meeker L. D., Meyerson E. A., Gasse F., Kreveld S., Holmgren K., Lee-Thorp J.,

- Rosqvist G., Rack F., Staubwasser M., Schneider R. R. y Steig E. J. 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research*. 62: 243-255.
- Mercado J. M. (2002). *Ecofisiología y bomba biológica en el océano*. pp. 537-543. Disponible en la World Wide Web: [http:// www.scielo.org.ve](http://www.scielo.org.ve)
- Mix A. C., Lund D. C., Pisias N. G. y Bodén P. 1999. Rapid Climate Oscillations in the Northeast Pacific During the Last Deglaciation Reflect Northern and Southern Hemisphere Sources. *Geophysical Monograph*. 127-148.
- Mortlock R.A. y Froelich P.N., 1989. A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep-Sea Research*. 36: 1415-1426.
- Nederbragt A. J., Thurow J. W. and Bown P. R. 2008. Paleoproductivity, ventilation, and organic carbon burial in the Santa Barbara Basin (ODP Site 893, off California) since the last glacial. *Paleoceanography*. 23: 1-15.
- Natori Y., Haneda A., Suzuki Y., 2006. Vertical and seasonal differences in biogenic silica dissolution in natural seawater in Suruga Bay, Japan: Effects of temperature and organic matter. *Marine Chemistry*. 102: 230-241.
- Ortiz J., Mix A., Hostetler S. and Kashgarian M. 1997. The California Current of the last glacial maximum: Reconstruction at 42° N based on multiple proxies. *Paleoceanography*. 12 (2): 191-205.
- Ortiz J. y Mix A. 1996. The California Current of the last glacial maximum: Reconstruction at 42°N based on multiple proxies. *Paleoceanography*. 12 (2): 191-205.

- Ortiz J. D., O'Connell S. B., DelViscio J., Dean W., Carriquiry J. D., Marchitto T., Zheng Y. and Van-Geen A. 2004. Enhanced marine productivity off western North America during warm climate intervals of the past 52 k.y. *Geology*. 32 (6): 521-524.
- Pierrehumbert R.T. 1999. Huascarán $\delta^{18}\text{O}$ as an indicator of tropical climate during the Last Glacial Maximum. *Geophysical Research Letters*. 1-4.
- Pisias N. G., Mix A. C. and Heusser. 2001. Millennial scale climate variability of the northeast Pacific Ocean and northwest North America based on radiolaria and pollen. *Quaternary Science Reviews*. 20 (14): 1561-1576.
- Prahl F. G., Pisias N., Sparrow M. A. y Sabin A. 1995. Assessment of sea-surface temperature at 42°N in the California Current over the last 30,000 years. *Paleoceanography*. 10: 763-773.
- Pride C. Thunell R., Sigman D., Keigwin L. Altabet M. y Tappa E. 1999. Nitrogen isotopic variations in the Gulf of California since the last deglaciation: Response to global climate change. *Paleoceanography*. 14 (3): 397-409.
- Ragueneau O., Treguer P., Leynaert A., Anderson R. F., Brzezinski M. A., DeMaster D. J., Dugdale R. C., Dymond J., Fischer G., Francis R., Heinze C., Maier-Reimer E., Martin-Jézéquel V., Nelson D. M., Quéguiner B.. 2000. A review of the Si cycle in the modern ocean: recent progress and missing gaps in the application of biogenic opal as a paleoproductivity proxy. *Global and Planetary Change*. 26: 317-365.
- Rickert D., Schüter M. and Wallmann K. 2001. Dissolution kinetics of biogenic silica the water column to the sediments. *Geochimica et Cosmochimica*. 66 (3): 439-455.

- Rimbu N., Lohmann G., Lorenz S. J., Kim J. H. y Schneider R. R. 2004. Holocene climate variability as derived from alkenone sea surface temperature and coupled ocean-atmosphere model experiments. *Climate Dynamics* 23: 215-227.
- Rosell-Melé A. 2000. Examination of the Use of Biomarker Proxies for the Reconstruction of Paleoceanography Conditions in the Northern North Atlantic. IN: Schäfer P., Ritzrau W., Schlüter M. and Thiede J. *The Northern North Atlantic: A changing Environment*. University of Durham, Berlin. pp.353-363.
- Rosell-Melé A. y Kock N., 1997. Paleoclimatic significance of the stratigraphic occurrence of photosynthetic biomarker pigments in the Nordic seas. *Geology* 25: 49-52.
- Sabin, A. L. and Pisias, N. G., 1996. Sea Surface temperature changes in the Northeastern Pacific Ocean during the past 20,000 years and their relationship to climate change in Northwestern North America. *Quaternary Research*. 46:48-61.
- Sancetta C., 1995. Diatoms in the Gulf of California: Seasonal flux patterns and the sediment record for the last 15,000 years. *Paleoceanography*. 10 (1):67-84.
- Sancetta C., Lyle M., Heusser L., Zahn R. and Bradbury J.P. 1992. Late-Glacial to Holocene Changes in Winds, Upwelling, and Seasonal Production of the Northern California Current System. *Quaternary Research*. 38: 359-370.
- Sánchez A. y Carriquiry J.D., 2007. Acumulación de C_{org} , N_{org} , P_{org} y BSi en la margen Magdalena, BCS (México) durante los últimos 26 ka. *Ciencias Marinas* 33: 23-35.

- Sánchez-González A., 2006. Paleoproductividad y ventilación en el Pacífico Nororiental Mexicano. Tesis de doctorado. Oceanografía Costera IIO – UABC, Universidad Autónoma de Baja California. Ensenada, Baja California, México. pp. 90.
- Sankle A. M., Goericke R., Franks P. J. S. and Levin L. A. 2002. Chlorin distribution and degradation in sediments within and below the Arabian Sea oxygen minimum zone. *Deep-sea Research*. 49: 953-969.
- Schmidt G., Shindell D. T., Miller R. L., Mann M. E. y Rind D. 2004. General circulation modeling of Holocene climate variability. *Quaternary Science Reviews*. 23: 2167-2181.
- Schubert C., Niggemann J., Klockgether G. y Ferdelman G., 2005. Chlorin Index: A new parameter for organic matter freshness in sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 6 (3): 1-12.
- Sigmon D. E. y Cahoon L. B. 1997. Comparative effects of benthic microalgae and phytoplankton on dissolved silica fluxes. *Aquatic Microbial Ecology*. 13: 275-284.
- Stott L. D., M. Nuemann, and D. Hammond. 2000. Intermediate water ventilation on the northeastern Pacific margin during the late Pleistocene inferred from benthic foraminiferal $\delta^{13}\text{C}$. *Paleoceanography*. 15 (2):161-169.
- Talley L. D. 1993. Distribution and Formation of North Pacific Intermediate Water. *Journal of Physical Oceanography*. 23: 517-537.
- Thunell RC, Kepple AB. 2004. Glacial-Holocene $\delta^{15}\text{N}$ record from the Gulf of Tehuantepec, Mexico: Implications for denitrification in the eastern equatorial Pacific and changes in atmospheric N_2O . *Global Biogeochem. Cycles*. 18

- Van-Geen A., Fairbanks R. G., Dartnell P., McGann M., Gardner J. V. y Kashgarian M. 1996. Ventilation change in the northeast Pacific during the last deglaciation. *Paleoceanography*. 11 (5): 519-528.
- Van-Geen A., Zheng Y., Bernhard J. M., Cannariato K. G., Carriquiry J., Dean W. E., Eakins B. W., Ortiz J. D. and Pike J., 2003. On the preservation of laminated sediments along the western margin of North America. *Paleoceanography*. 18 (4): 1-17.
- Wyrski, K. 1966. Oceanography of the eastern Pacific Ocean. *Oceanography and Marine Biology: an Annual Review*. 4: 33-68.
- Zhao M., Mercer J.L., Eglinton G., Higginson M.J. and Huang C-Y. 2006. Comparative molecular biomarker assessment of phytoplankton paleoproductivity for the last 160 Kyr off Cap Blanc, NW Africa. *Organic Geochemistry*. 37: 72-97.
- Zheng Y., Anderson R. F., Van Geen A. y Kuwabara J. 2000. Authigenic molybdenum formation in the marine sediments: A link to pore water sulfide in the Santa Barbara Basin. *Geochimica et Cosmochimica*. 64 (24): 4165-4178.