

Productividad primaria marina dominada por diatomeas en el Pacífico nororiental mexicano durante el último milenio

Diatom dominated marine primary productivity in the Mexican Northeastern Pacific during the last millennium

Miryam Juárez¹, Alberto Sánchez¹, Oscar González-Yajimovich², María Soledad Cota-Meza¹ y Constanza Ricaurte-Villota³

¹Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas, Instituto Politécnico Nacional, Av. IPN S/N, Col. Playa Palo de Sta. Rita, La Paz, B.C.S., 23096. México

²Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Carretera Ensenada-Tijuana No. 3917, Col. Playitas, Ensenada, B.C., 22860. México

³Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras "José Benito Vives De Andrés" - INVEMAR, Santa Marta, Colombia
email: alsanchezq@ipn.mx

Juárez M., A. Sánchez, O. González-Yajimovich, M. S. Cota-Meza y C. Ricaurte-Villota. 2015. Productividad primaria marina dominada por diatomeas en el Pacífico nororiental mexicano durante el último milenio. *Hidrobiológica* 25 (3): 375-381.

RESUMEN

Las diatomeas, el principal grupo del plancton silíceo, contribuyen con más del 40% de la producción primaria marina y dominan las comunidades del plancton en el Océano del Sur, Pacífico Norte y regiones de surgencias del Pacífico tropical y ecuatorial. La razón $\text{Si}(\text{OH})_4/\text{NO}_3^- > 1.0$ en aguas subsuperficiales del margen suroccidental de Baja California (MSO-BC), sugiere que las diatomeas crecen en condiciones óptimas de nutrientes y alcanzan valor $\text{Si}(\text{OH})_4/\text{NO}_3^- < 3$ en condiciones cercanas al límite por deficiencia de Fe o P. Estos valores son más altos que la razón $\text{Si:N} < 1$ para muchos de los océanos. Por lo tanto, si la productividad primaria es dominada por diatomeas en el último milenio, la razón Si:N deberá ser < 3 . Para dar respuesta a esta pregunta, se colectó un multinúcleo a 700 m de profundidad en el MSO-BC. Las muestras seccionadas cada centímetro fueron liofilizadas y homogenizadas para cuantificar el contenido de ópalo biogénico (OB) y nitrógeno total (NT), a partir de los cuales se calculó la razón Si:N y el fósforo orgánico. El contenido de OB y NT se incrementó de manera constante y la razón Si:N tuvo un promedio y desviación estándar de 2.8 ± 0.1 , mientras que el P_{org} $1.1 \pm 0.9 \text{ mg kg}^{-1}$. Los resultados sugieren que en el último milenio, la productividad primaria ha estado dominada por diatomeas producto del ácido silícico exportado del Golfo de California hacia el margen de Magdalena, hipótesis que tiene que ser validada, bajo un océano limitado por Fe, y no por nitratos y ortofosfatos.

Palabras clave: Diatomeas, margen de Magdalena, ópalo biogénico, productividad primaria, razón Si:N .

ABSTRACT

Diatoms, the main group of siliceous plankton, contribute more than 40% of the marine primary productivity and dominate the plankton communities of the Southern Ocean, north Pacific and the upwelling regions of the equatorial and tropical Pacific. The $\text{Si}(\text{OH})_4/\text{NO}_3^- > 1.0$ ratio in subsurface waters of the southwestern margin of Baja California (SWM-BC) suggests that diatoms grow in optimum nutrient conditions and reach a value of $\text{Si}(\text{OH})_4/\text{NO}_3^- < 3$ in conditions near the limit because of Fe or P deficiency. These values are higher than the $\text{Si:N} < 1$ ratio for many oceans, therefore if primary productivity is diatom dominated in the last millennium, the Si:N ratio must be < 3 . To answer this question, a multicore was recovered from a depth of 700 meters in the SWM-BC. The core was sampled every 1 cm and freeze-dried to obtain the biogenic opal content (BO) and total nitrogen (TN), from which the Si:N ratio and organic phosphorus were calculated. The BO and TN content increased in a constant manner and the Si:N ratio had an average and standard deviation of 2.8 ± 0.1 and P_{org} had an average and standard deviation of $1.1 \pm 0.9 \text{ mg kg}^{-1}$. In the last millennium, primary productivity has been diatom dominated, a product of the silicic acid exported from the Gulf of California to the Magdalena margin, hypothesis that has to be validated, under a Fe-limited ocean, and not by nitrates and orthophosphates.

Key words: Diatoms, Magdalena margin, biogenic opal, primary productivity, Si:N ratio.

INTRODUCCIÓN

El grupo de las diatomeas es uno de los productores primarios más importantes de los océanos y posiblemente contribuye entre el 30-40% de la producción primaria total (Nelson *et al.*, 1995; Tréguer *et al.*, 1995). Como tal, las diatomeas son una fuente de carbono exportado a los sedimentos (~55% del carbono total; Sarmiento & Gruber, 2006) desde aguas superficiales, particularmente en latitudes altas y regiones de surgencia (Buesseler, 1998). Así, la producción y el ciclo del ópalo biogénico es un componente importante de la bomba biológica del océano (Ragueneau *et al.*, 2006; Sarmiento & Gruber, 2006) y juega un papel importante en la regulación del intercambio de CO₂ entre el océano y la atmósfera, en diversas escalas de tiempo (Brzezinski *et al.*, 2002; Sarmiento *et al.*, 2004).

El ácido silícico es un nutriente importante en el océano superficial ya que se requiere para el crecimiento de diatomeas, radiolarios y silicoflagelados. Dado que la producción de sílice biogénico depende del suministro de ácido silícico disuelto a la zona eufótica, el silicio (Si) es un elemento limitante importante. Las diatomeas dominan el ciclo biogeoquímico del Si, e influyen fuertemente en los ciclos biogeoquímicos de otros macronutrientes, como el nitrógeno (N) y fósforo (P) (Reynolds *et al.*, 2006). Globalmente, el ácido silícico es efectivamente atrapado en el Océano del Sur, una implicación importante es que las diatomeas de otros océanos están limitadas por ácido silícico y no por nitrato (Matsumoto *et al.*, 2014).

En condición ideal, las diatomeas saludables necesitan ácido silícico y nitrato biológicamente disponible con una razón 1:1 y este valor puede llegar a ser de aproximadamente 3 en condiciones de limitación por hierro (Brzezinski, 1985). Si la producción superficial está dominada por las diatomeas, lo que no excluye ni descarta la presencia de otros productores primarios (e.g., cocolitofóridos), la relación Si:N de la producción biogénica debe mantenerse por debajo o alrededor de 3. En el Océano del Sur y el Pacífico ecuatorial, la adición de Fe ocasionó una disminución en la razón Si:N de 4:1 a 1:1 (Brzezinski *et al.*, 2003). La causa exacta de este cambio en la razón Si:N sigue en debate (e.g., Matsumoto *et al.*, 2014). Algunos de los factores responsables pueden incluir una reducida silificación de las frústulas de las diatomeas (e.g., Franck *et al.*, 2000), diferencias en condiciones de crecimiento, cambios en la composición de las especies y la variabilidad genética o cambios morfológicos (Marchetti & Cassar, 2009).

Estudios recientes realizados en el Golfo de California, y en el margen de Mazatlán, sugieren que los períodos de surgencia están asociados con una limitación de Fe transitoria, lo que da como resultado una alta producción exportada de sílice biogénico relativo al carbono orgánico (Pichevin *et al.*, 2012, 2014). Una correlación similar entre el enterramiento de ópalo biogénico y la limitación de Fe es evidente en registros sedimentarios en distintas escalas de tiempo (Arellano-Torres *et al.*, 2011; Pichevin *et al.*, 2012, 2014). De esta forma, las condiciones de limitación de ácido silícico que prevalecen en el océano son causadas en gran parte por la deficiencia de hierro lo que conlleva a una restricción indirecta sobre la captación del carbono oceánico (Pichevin *et al.*, 2014).

Se ha demostrado que en el Pacífico nororiental ocurre alternancia en la dominancia del plancton calcáreo a opalino, este último es dominante en períodos de surgencias, durante los cuales la producción de carbonatos es baja (Thunell *et al.*, 1995; Fislér & Hendy, 2008).

En Cuenca Cariaco esta sucesión de grupos estuvo caracterizada por una razón BSi/C que alcanzó sus máximos valores durante la presencia del grupo de las diatomeas, y fue menor bajo condiciones de una columna de agua estratificada, dando paso a la dominancia de grupos calcáreos (Goni *et al.*, 2003). En el margen de Magdalena, la excelente preservación de una capa de cocolitofóridos entre 13000 y 12000 años antes del presente (van Geen *et al.*, 2003) precede a un máximo en la razón BSi/C entre 12000 y 11000 años antes del presente, confirmando la alternancia en la comunidad planctónica (Sánchez & Carriquiry, 2007). Una compilación global también indica que algunos sitios de enterramiento de sílice biogénico en el océano están caracterizados por una alta razón de sílice biogénico relativo al carbono orgánico, una característica diagnóstica para diatomeas que crecen bajo estrés de Fe (Arellano-Torres *et al.*, 2011; Pichevin *et al.*, 2012, 2014). Por lo tanto, la alternancia de grupos puede ser inferida a partir de cambios en la razón BSi/C y BSi/N (Goni *et al.*, 2003; Sánchez & Carriquiry, 2007; Arellano-Torres *et al.*, 2011; Pichevin *et al.*, 2012, 2014).

En este trabajo se presenta evidencia de que el grupo de las diatomeas dominó sobre los grupos calcáreos en el Pacífico nororiental mexicano durante el último milenio, lo cual sustentará la hipótesis de que en el margen de Magdalena, tal como ocurre en el margen de Mazatlán (Arellano-Torres *et al.*, 2011) y Cuenca de Guaymas (Pichevin *et al.*, 2012, 2014), el incremento de sílice biogénico relativo al nitrógeno total estará asociado a una limitación transitoria de Fe, y no por la deficiencia de nitrógeno (Moore *et al.*, 2004) y fósforo (Matsumoto *et al.*, 2014). Asimismo, se propone que el flujo de nutrientes exportados del Golfo de California, a través de su margen occidental hacia el Pacífico nororiental (Bustos-Serrano & Castro, 2006; Alvarez-Borrego, 2012) es un mecanismo que ayudará a la fertilización en el margen de Magdalena.

MATERIALES Y MÉTODOS

El núcleo de sedimento del margen de Magdalena (multinúcleo MAGD-MC-06; 42 cm, Fig. 1) fue colectado en octubre de 2009 en el crucero "Nitrogen Dynamics" a bordo del R/V "New Horizon" y cubre aproximadamente los últimos mil años. Éste fue muestreado a intervalos de 1 cm para obtener un registro de alta resolución de contenido de nitrógeno total, sílice biogénico y fósforo orgánico. El nitrógeno total se midió en un analizador elemental Costech 4010 en el Laboratorio de Espectrometría de Masas del CICIMAR - IPN (LEsMa). El sílice biogénico y el fósforo orgánico fueron determinados por el método espectrofotométrico azul de molibdeno utilizando la técnica de Mortlock & Froelich (1989) y de Aspila (1976), respectivamente.

El modelo de edad del núcleo MAGD-MC-06 que se utilizó en este estudio es el desarrollado por van Geen *et al.* (2003) y Marchitto *et al.* (2010), y fue construido utilizando mediciones de ¹⁴C por AMS en foraminíferos bentónicos (análisis realizados en el National Ocean Sciences Accelerator Mass Spectrometry facility en Woods Hole, Massachusetts). Los datos de radiocarbono fueron convertidos en años calendario usando el software de calibración CALIB 4.3 (Stuiver & Reimer, 1993).

RESULTADOS

El contenido de ópalo biogénico tiene un promedio y desviación estándar de $7 \pm 0.6\%$ con un incremento casi constante a lo largo del

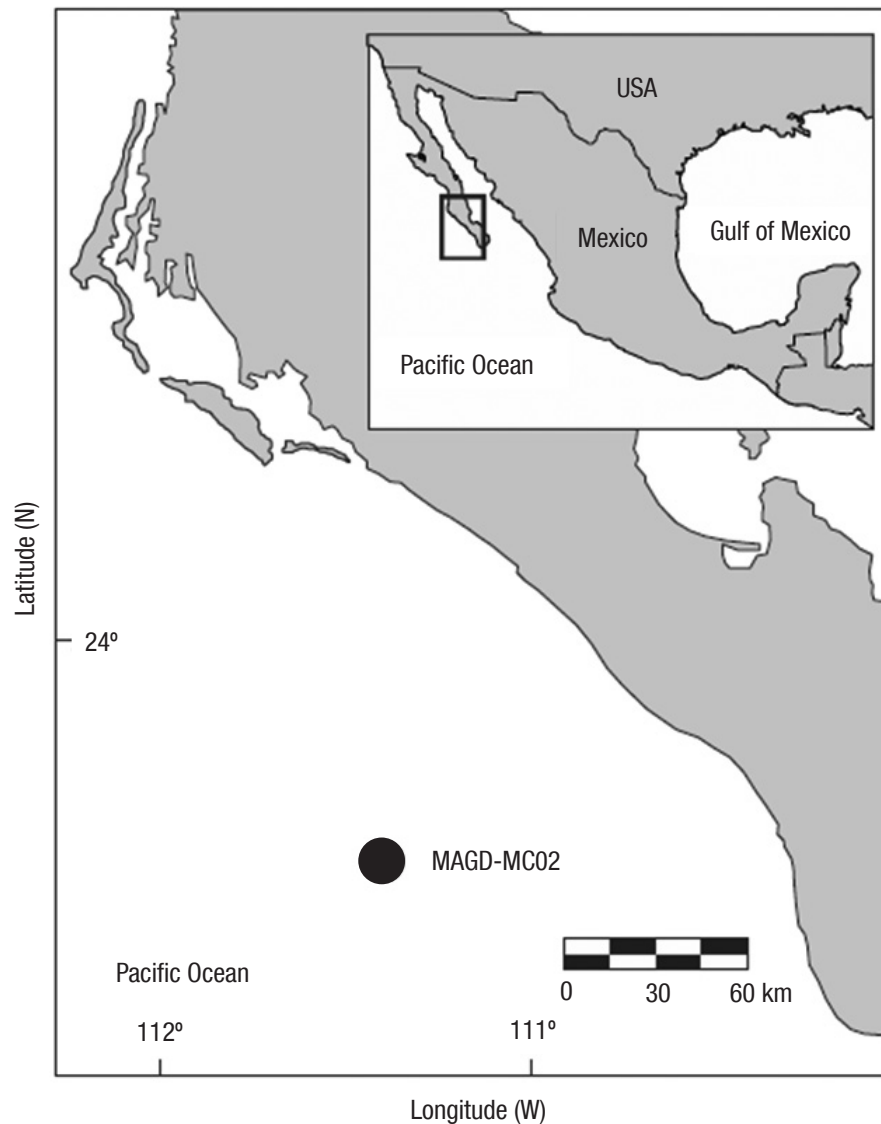


Figura 1. Área de estudio y localización del sitio de colecta del núcleo MAGD-MC06 en el margen suroccidental de la península de Baja California.

registro sedimentario del margen de Magdalena. De manera general se distinguen tres periodos de variabilidad en el contenido de ópalo biogénico: (1) En el periodo de 860 a 570 años, el contenido de ópalo biogénico fue de $6.8 \pm 0.2\%$; (2) Para el periodo de 550 a 330 años fue de $7.5 \pm 0.2\%$, un periodo de poca variabilidad en cuanto al ópalo biogénico exportado, periodo caracterizado por el último enfriamiento global conocido como la Pequeña Edad de Hielo (1550 a 1850 años DC); y (3) En los últimos 330 años, el contenido de ópalo biogénico fue de $8.0 \pm 0.3\%$ (Fig. 2a).

El contenido de nitrógeno total tuvo un promedio y desviación estándar de $1.3 \pm 0.1\%$, y al igual que el ópalo biogénico, tuvo un incremento constante a lo largo del registro para el periodo de 860 a 290 años, en los últimos 290 años se denota un ligero decremento en el contenido de nitrógeno total (Fig. 2b).

El fósforo orgánico tuvo un promedio y desviación estándar de $1.1 \pm 0.9 \text{ mg kg}^{-1}$ con mínimo de 0.1 y máximo de 4.2 mg kg^{-1} . A lo largo del registro sedimentario, el fósforo orgánico mantuvo casi siempre valores menores a 2 mg kg^{-1} .

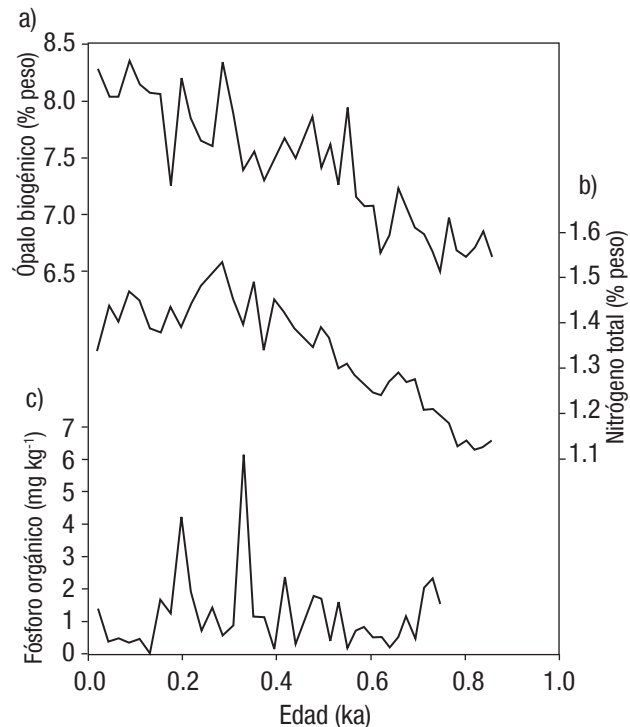
DISCUSIÓN

El ópalo biogénico representa la contribución relativa de organismos (principalmente diatomeas con una menor contribución de radiolarios y silicoflagelados) que exportan ópalo al sedimento. El contenido de ópalo en el sedimento puede ser afectado por la redistribución del sedimento, la preservación diferencial durante el asentamiento y el enterramiento de las partículas, así como la dilución por otros componentes del sedimento (Ragueneau *et al.*, 2000). Estos factores pueden dar lugar a interpretaciones erróneas en el uso del ópalo biogénico como traza-

dor de los cambios en la productividad del plancton silíceo (Arellano-Torres *et al.*, 2011). Se ha documentado que estos factores no afectan el contenido de ópalo biogénico en registros del margen oriental del Pacífico mexicano y Golfo de California (Sancetta, 1995; Pride *et al.*, 1999; Barron *et al.*, 2005; Barron & Bukry, 2007; Sánchez & Carriquiry, 2007; Arellano-Torres *et al.*, 2011; Barron *et al.*, 2012; Pichevin *et al.*, 2012, 2014).

La tasa de acumulación del sedimento fue constante (van Geen *et al.*, 2003; Marchitto *et al.*, 2007) y no se observó ninguna variación en el tamaño de grano, a lo largo del núcleo, esto sugiere que no ha existido redistribución del sedimento en el margen de Magdalena. La preservación y dilución no fueron factores que alteraron la exportación de ópalo biogénico, ya que mantiene el mismo comportamiento del nitrógeno total, el cual es más lábil que la matriz mineral de sílice biogénico. Por lo tanto, el contenido de ópalo biogénico y nitrógeno total reflejan variaciones en el suministro de ópalo y nitrógeno de la columna de agua al sedimento en el margen de Magdalena.

Los registros sedimentarios disponibles para el margen de Magdalena se limitan a los últimos 55 mil años (Sánchez & Carriquiry, 2007; Barron *et al.*, 2012; Carriquiry y Sánchez, 2014) y en el Golfo de California a los últimos 40 mil años (Sancetta, 1995; Pride *et al.*, 1999; Barron *et al.*, 2005; Barron & Bukry, 2007; Arellano-Torres *et al.*, 2011; Pichevin *et al.*, 2012; Ricaurte-Villota *et al.*, 2013; Pichevin *et al.*, 2014) donde se ha documentado la variabilidad en el contenido de sílice biogénico, así como en la composición de las especies de diatomeas, radiolarios y silicoflagelados.



Figuras 2a-c. Contenido de (a) Ópalo biogénico, (b) Nitrógeno total (porcentaje en peso) y (c) Fósforo orgánico (mg kg^{-1}) para el núcleo MAGD-MC06 en los últimos 900 años, margen suroccidental de la península de Baja California.

La variabilidad en el contenido de ópalo biogénico es de 14 a 2% en el margen oriental del Pacífico mexicano (Golfo de Tehuantepec y margen de Mazatlán, Arellano-Torres *et al.*, 2011; y margen de Magdalena, Sánchez & Carriquiry 2007; Barron *et al.*, 2012), en el Golfo de California es de 50 a 10% en Cuenca de Guaymas (Pichevin *et al.*, 2012, 2014) y de 7 a 2% en Cuenca Alfonso (Ricaurte-Villota *et al.*, 2013).

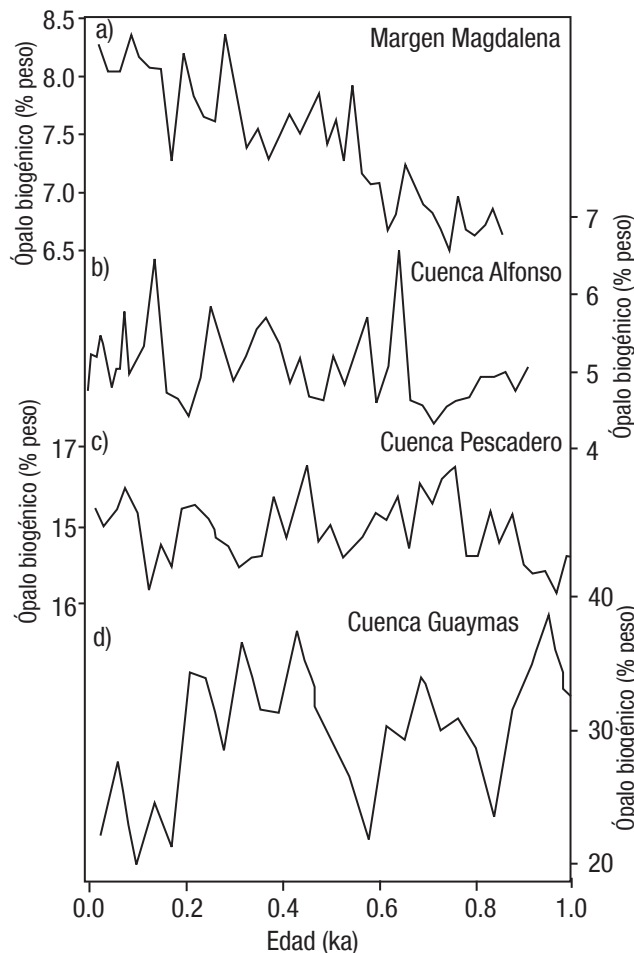
En el último milenio, los registros de ópalo biogénico mostraron una variabilidad de 9 a 6% en el margen de Magdalena (Fig. 3a, este estudio), de 7 a 4% en Cuenca Alfonso (Fig. 3b, Ricaurte-Villota *et al.*, 2013), de 17 a 13% en Cuenca Pescadero (Fig. 3c, Barron & Bukry, 2007) y de 40 a 20% en Cuenca de Guaymas en el Golfo de California (Fig. 3d, Barron & Bukry, 2007).

El ópalo biogénico muestra una clara tendencia de incremento hacia el reciente para el margen de Magdalena, mientras los registros del Golfo de California no presentaron esta misma tendencia y se mantiene el gradiente en el contenido de ópalo biogénico siendo menor en la región sur y mayor hacia la región central del Golfo (Pichevin *et al.*, 2012, 2014). Esto indica que el margen de Magdalena experimentó condiciones en el océano que favorecieron la exportación hacia los sedimentos de ópalo biogénico del grupo de las diatomeas (y contribución de radiolarios y silicoflagelados) sobre el plancton calcáreo. Esta evidencia es soportada por registros sedimentarios colectados a lo largo de la corriente de California. En el margen suroccidental de Baja California se presentó un incremento en las surgencias a partir de 7500 años antes del presente, asociado a la reorganización atmosférica en Norteamérica (Barron *et al.*, 2012; Fig. 2). Así mismo, los trazadores de la productividad exportada (i.e. ópalo biogénico) en Punta Concepción en el margen de California mostraron un incremento continuo para los últimos 1500 años (Hendy *et al.*, 2004). Apoyando la idea de que la productividad exportada fue dominada por el grupo del plancton silíceo, principalmente diatomeas a lo largo de la corriente de California (este estudio, Hendy *et al.*, 2004; Sánchez & Carriquiry, 2007; Barron *et al.*, 2012).

Registros sedimentarios de los últimos 40 mil años a lo largo del margen oriental del Pacífico Tropical han sugerido que el incremento en la exportación de ópalo biogénico (Arellano-Torres *et al.*, 2011) fue producto del suministro de ácido silícico hacia bajas latitudes por el Océano del Sur (Brzezinski *et al.*, 2002; Matsumoto *et al.*, 2002). La disminución en la razón Si:N de 2.8 a 0.9 fue interpretado como un cambio en la dominancia de plancton silíceo hacia algas no silícicas en el margen de Mazatlán (Arellano-Torres *et al.*, 2011) y en la fuente de ácido silícico hacia esta región tropical.

En los últimos 1500 años no existen evidencias documentadas de un suministro de ácido silícico del Océano del Sur hacia otros océanos (ya que éste queda "secuestrado" en esta región, Matsumoto *et al.*, 2014). Sin embargo, la razón Si:N de 2.8 ± 0.1 en el margen de Magdalena (Fig. 4), así como el incremento de ópalo biogénico reportado por Hendy *et al.* (2004) y Barron *et al.* (2012) a lo largo de la corriente de California, sugiere que otros mecanismos de fertilización del océano fueron los responsables de mantener el incremento en la exportación de ópalo biogénico en el área de estudio.

La concentración del ácido silícico y nitratos (van Geen *et al.*, 2003), y la razón $\text{Si(OH)}_4:\text{NO}_3^-$ en el margen de Magdalena es mostrada en las Figs. 5a-b. Las concentraciones de ambos nutrientes son similares a los promedios anuales reportados para la entrada del Golfo



de California (Bustos-Serrano y Castro, 2006) y cuenca de Guaymas (Pichevín *et al.*, 2012). Al igual que en cuenca de Guaymas, la razón silicatos:nitratos es >1 en aguas subsuperficiales y estos valores son mayores a la razón Si:N para diatomeas saludables creciendo bajo condiciones no limitantes de nutrientes (Brzezinski, 1985). Dos mecanismos han sido propuestos para explicar esta alta razón Si:N para el Golfo de California y en este trabajo se propone la hipótesis de un tercer mecanismo: (1) La remoción de nitrato en el agua subsuperficial e intermedia por desnitrificación (Altabet *et al.*, 1999; Pride *et al.*, 1999; Deustch *et al.*, 2014); (2) La acumulación de ácido silícico en el Golfo de California a través del ciclo del ópalo biogénico y la liberación de Si del detritus en hundimiento (Pichevín *et al.*, 2012, 2014); y (3) La exportación de nutrientes (ácido silícico, Pichevín *et al.*, 2012, 2014, y

nitratos, Álvarez-Borrego, 2012) del Golfo de California hacia el Océano Pacífico y su posible dispersión y contribución a la fertilización del margen suroccidental de Baja California Sur.

La desnitrificación en el Pacífico nororiental mexicano es intensa y debajo de la nutriclina la concentración de los nitratos es similar en el margen de Magdalena (van Geen *et al.*, 2003), la boca del Golfo de California (Bustos-Serrano & Castro, 2006) y cuenca de Guaymas (Pichevín *et al.*, 2012). Por lo tanto, la desnitrificación local, como primer mecanismo, no puede explicar la razón $\text{Si(OH)}_4:\text{NO}_3^-$ presente en el margen de Magdalena y el Golfo de California. El segundo mecanismo, la alta concentración de ácido silícico, debido a la regeneración local (disolución de ópalo) explica la alta razón $\text{Si(OH)}_4:\text{NO}_3^-$ en aguas subsuperficiales e intermedias en el Golfo de California (Pichevín *et al.*, 2012). El tercer mecanismo sugerido es la exportación de nutrientes del Golfo hacia el margen suroccidental de Baja California Sur y está sustentado en la dinámica de la boca del Golfo (i.e., Lavin & Marinone, 2003; Mascarenhas *et al.*, 2004). La interacción de las corrientes del Golfo de California, de California y costera Mexicana generan remolinos ciclónicos y anticiclónicos que se mueven en dirección oeste y noroeste (Cepeda-Morales *et al.*, 2009; Pantoja *et al.*, 2012) y este mecanismo puede ser responsable de que se exporten nutrientes del Golfo de California hacia el Océano Pacífico (Álvarez-Borrego, 2012) y sean llevados hacia el margen suroccidental de Baja California Sur, como se ha sugerido para un registro sedimentario de baja resolución en el margen de Magdalena (Barron *et al.*, 2012). Finalmente, la razón Si:N de 2.8 ± 0.1 sugiere el crecimiento de diatomeas saludables para el último milenio, considerando, que un valor aproximado de 3 es diagnóstico de limitación por hierro y no de nutrientes, como nitratos y fosfatos (Brzezinski, 1985; Arellano-Torres *et al.*, 2011; Pichevín *et al.*, 2012, 2014).

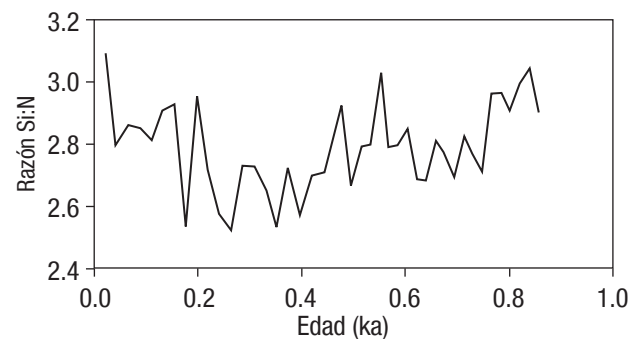
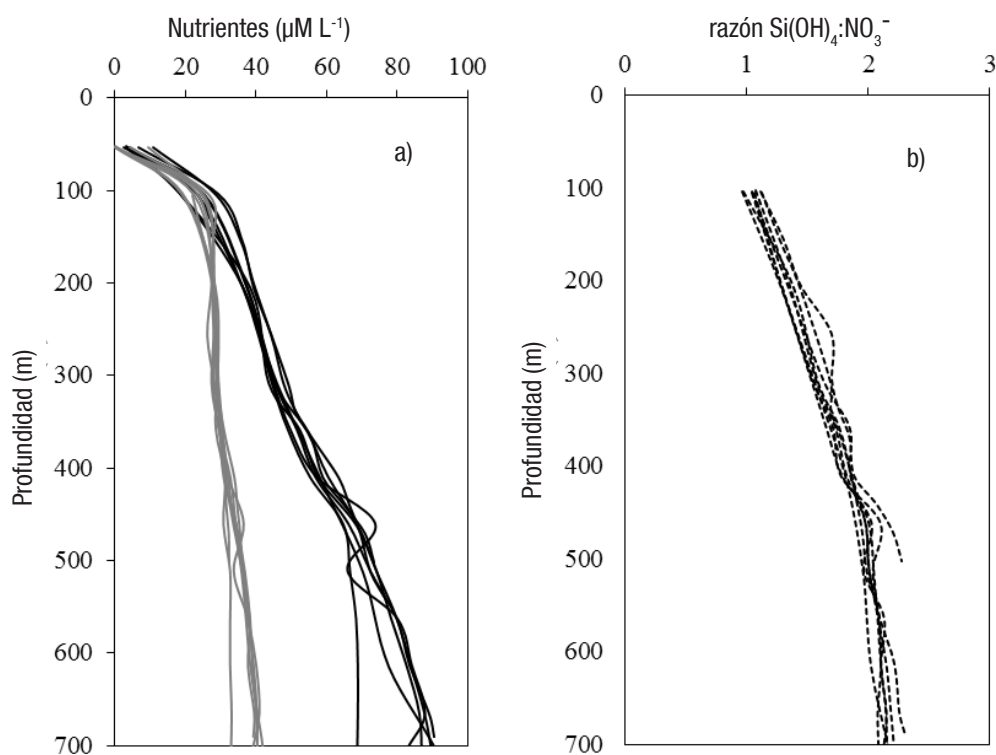


Figura 4. Razón Si:N (molar) para el núcleo MAGD-MC06 en los últimos 900 años, margen suroccidental de la península de Baja California.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por el proyecto SIP20140132 y SIP20150355 de Alberto Sánchez y por el proyecto UABC 401/1/C/76/17 de Oscar González Yajimovich. CONACYT y BEIFI del IPN por las becas otorgadas a Miryam Juárez Fonseca.



Figuras 5 a-b. a) 1 Perfiles de ácido silícico (líneas continuas negras) y nitratos (líneas continuas grises). b) Perfil de la razón ácido silícico:nitratos (molar) con la profundidad de la columna de agua, colectados en octubre-noviembre de 1999, durante la campaña oceanográfica OMX01-Melville99 en el margen suroccidental de la península de Baja California.

REFERENCIAS

- Alvarez Borrego, S. 2012. New phytoplankton production as a tool to estimate the vertical component of water exchange between the Gulf of California and the Pacific. *Ciencias Marinas* 38: 89-99.
- Altabet, M. A., C. Piskaln, R. Thunell, C. Pride, D. Sigman, F. Chavez & R. Francois. 1999. The nitrogen isotope biogeochemistry of sinking particles from the margin of the Eastern North Pacific. *Deep-Sea Research* 46: 655-679.
- Arellano-Torres, E., L. E. Pichevin & R. S. Ganeshram. 2011. High-resolution opal records from the eastern tropical Pacific provide evidence for silicic acid leakage from HNLC regions during glacial periods. *Quaternary Science Reviews* 30: 1112-1121.
- Aspila, K. I., H. Agemain & A. Chau. 1976. A semi-automated method for the determination of inorganic, organic and total phosphorus in sediments. *Analyst* 101: 187-197.
- Barron, J. A. & D. Bukry. 2007. Development of the California current during the past 12,000 years based on diatoms and silicoflagellates. *Palaeoecology Palaeoecology Palaeoecology* 248: 313-338.
- Barron, J. A., D. Bukry & W. E. Dean. 2005. Paleoceanographic history of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15,000 years based on diatoms, silicoflagellates, and biogenic sediments. *Marine Micropaleontology* 56: 81-102.
- Barron, J. A., S. E. Metcalfe & J. A. Addison. 2012. Response of the North American monsoon to regional changes in ocean surface temperature, *Paleoceanography* 27: PA3206, doi: 10.1029/2011PA002235.
- Brzezinski, M. 1985. The Si:C:N ratio of marine diatoms: Interspecific variability and the effect of some environmental variables. *Journal of Phycology* 21: 347- 357.
- Brzezinski, M., C. Pride, V. Franck, D. Sigman, J. Sarmiento, K. Matsu-moto, N. Gruber, G. Rau & K. Coale. 2002. A switch from Si (OH)₄ to NO₃⁻ depletion in the glacial Southern Ocean, *Geophysical Research Letters* 29 (12): 1564, doi:10.1029/2001GL014349.
- Brzezinski, M., M. Dickson, D. Nelson & R. Sambrotto. 2003. Ratios of Si, C and N uptake by microplankton in the Southern Ocean. *Deep Sea Research* 50: 619- 633.
- Buesseler, K. 1998. The decoupling of production and particulate export in the surface ocean. *Global Biogeochemical Cycles* 12: 297-310.
- Bustos-Serrano, H. & R. Castro. 2006. Flux of nutrients in the Gulf of California: Geostrophic approach. *Marine Chemistry* 99: 210-219.
- Carriquiry, J. D., & A. Sánchez. 2014. Productivity Changes at the Magdalena Margin, SW Baja California peninsula, during the last 50,000 years. In: Ezcurra, E., S. Alvarez-Borrego, R. Lara & E. Wehncke (Eds). *Synthesis series environmental status of the ecosystems of northwestern Mexico*, pp. 81-97.

- Franck, V., M. Brzezinski, K. Coale & D. Nelson. 2000. Iron and silicic acid concentrations regulate Si uptake north and south of the Polar Frontal Zone in the Pacific sector of the Southern Ocean. *Deep Sea Research* 47: 3315-3338.
- Fiedler, P. C. & L. D. Talley. 2006. Hydrography of the eastern tropical Pacific: a review. *Progress in Oceanography* 69: 143-180.
- Hendy, I. L., T. F. Pedersen, J. P. Kennett & R. Tada. 2004. Intermittent existence of a southern Californian upwelling cell during submillennial climate change of the last 60 kyr. *Paleoceanography* 19: PA3007, doi: 10.1029/2003PA000965.
- Lavín, M. F., E. Beier, J. Gómez-Valdés, V. M. Godínez & J. García. 2006. On the summer poleward coastal current off SW Mexico. *Geophysical Research Letters* 33: L02601, doi: 10.1029/2005GL024686.
- Marchetti, A. & N. Cassar. 2009. Diatom elemental and morphological changes in response to iron limitation: A brief review with potential paleoceanographic applications. *Geobiology* 7: 419-431.
- Marchitto T., R. Muscheler, J. D. Ortiz, J. D. Carriquiry & A. van Geen. 2010. Dynamical response of the tropical Pacific Ocean to solar forcing during the early Holocene. *Science* 330: 1378-1381.
- Matsumoto, K., J. L. Sarmiento & M. A. Brzezinski. 2002. Silicic acid leakage from the Southern Ocean: A possible explanation for glacial atmospheric pCO₂. *Global Biogeochemical Cycles* 16 (3): 1031, doi: 10.1029/2001GB001442.
- Matsumoto, K., Z. Chase & K. Kohfeld. 2014. Different mechanisms of silicic acid leakage and their biogeochemical consequences. *Paleoceanography* 29, doi: 10.1002/2013PA002588.
- Moore, J. K., S. C. Doney & K. Lindsay. 2004. Upper ocean ecosystem dynamics and iron cycling in a global three-dimensional model. *Global Biogeochemical Cycles* 18: GB4028.
- Mortlock, R. A. & P. N. Froelich. 1989. A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep-Sea Research (A)* 36: 1415-1426.
- Nelson, D. M., P. Treguer, M. A. Brzezinski, A. Leynaert & B. Quéguiner. 1995. Production and dissolution of biogenic silica in the ocean: revised global estimates, comparison with regional data and relationship to biogenic sedimentation. *Global Biogeochemistry Cycles* 9: 359-372.
- Pichevin, L., R. Ganeshram, B. Reynolds, F. G. Prahl, T. F. Pedersen, R. Thunell & E. McClymont. 2012. Silicic acid biogeochemistry in the Gulf of California: Insights from sedimentary Si isotopes. *Paleoceanography* 27: PA2201.
- Pichevin, L., R. Ganeshram, W. Geibert, R. Thunell & R. Hinton. 2014. Silica burial enhanced by iron limitation in oceanic upwelling margins. *Nature Geoscience* 7: 541-548.
- Pride, C., R. Thunell, D. Sigman, L. Keigwin, M. Altabet & E. Tappa. 1999. Nitrogen isotopic variations in the Gulf of California since the last deglaciation: response to global climate change. *Paleoceanography* 14: 397-409.
- Ragueneau, O., P. Tréguer, A. Leynaert, R. F. Anderson, M. A. Brzezinski, D. J. DeMaster, R. Dugdale, J. R. Dymond, G. Fischer, R. Francois, C. Heinze, E. Maier-Reimer, V. Martin-Jézéquel, D. M. Nelson & B. Quéguiner. 2000. A review of the silica cycle in the modern ocean: Recent progress and missing gaps in the application of biogenic opal as a paleoproductivity proxy. *Global Planetary Change* 26: 317-365.
- Ragueneau, O., N. Dittert, P. Pondaven, P. Treguer & L. Corrin. 2002. Si/C decoupling in the world ocean: Is the Southern Ocean different? *Deep Sea Research* 49: 3127-3154.
- Ragueneau, O., S. Schultes, K. Bidle, P. Claquin & B. Moriceau. 2006. Si and C interactions in the world ocean: Importance of ecological processes and implications for the role of diatoms in the biological pump. *Global Biogeochemical Cycles* 20: GB4S02, doi: 10.1029/2006GB002688.
- Reynolds, B. C., M. Frank & A. N. Halliday. 2006. Silicon fractionation during nutrient utilization in the North Pacific. *Earth Planetary Sciences Letters* 244: 431-443.
- Ricaurte-Villota, C., O. González-Yajimovich & A. Sánchez. 2013. Coupled response of rainfall and denitrification to solar forcing during the Holocene in Alfonso Basin. *Ciencias Marinas* 39: 151-164.
- Sancetta, C. 1995. Diatoms in the Gulf of California: Seasonal flux patterns and the sediment record for the last 15,000 years. *Paleoceanography* 10: 67-84.
- Sánchez, A. & J. Carriquiry. 2007. Acumulación de Corg, Norg, Porg y BSi en la Margen de Magdalena, B.C.S., México durante los últimos 26 ka. *Ciencias Marinas* 33: 23-35.
- Sarmiento, J. & N. Gruber. 2006. *Ocean Biogeochemical Dynamics*, Princeton Univ. Press, N. J. 503 p.
- Stuiver, M. & P. J. Reimer. 1993. Extended C-14 data base and revised Calib 3.0 C-14 age calibration program. *Radiocarbon* 35: 215-230.
- Thunell, R., E. Tappa & D. Anderson. 1995. Sediment fluxes and varve formation in Santa Barbara Basin, offshore California. *Geology* 23: 1083-1086.
- Tréguer, P., D. M. Nelson, A. J. Van Bennekom, D. J. DeMaster, A. Leynaert & B. Quéguiner. 1995. The silica balance in the world ocean: a re-estimate. *Science* 268: 375-379.
- van Geen, A., Y. Zheng, J. M. Bernhard, K. G. Cannariato, J. Carriquiry, W. E. Dean, B. W. Eatkins, J. D. Ortiz & J. Pike. 2003. On the preservation of laminated sediments along the western margin of North America. *Paleoceanography* 18: 1098.

Recibido: 19 de noviembre de 2014.

Aceptado: 28 de julio de 2015.