

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA



Facultad de Ciencias Marinas
Instituto de Investigaciones Oceanológicas

**RECONSTRUCCIÓN DE LA PRODUCTIVIDAD
SILÍCEA MARINA DURANTE EL HOLOCENO EN
LA BOCA DEL GOLFO DE CALIFORNIA, MÉXICO**

TESIS
QUE PARA OBTENER GRADO DE
**MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA
COSTERA**

PRESENTA
Salvador Gutiérrez Reyes

Ensenada, Baja California, México

Enero 2018

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS

**RECONSTRUCCIÓN DE LA PRODUCTIVIDAD SILÍCEA MARINA
DURANTE EL HOLOCENO EN LA BOCA DEL GOLFO DE
CALIFORNIA, MÉXICO**

TESIS

QUE PARA OBTENER GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

PRESENTA
Salvador Gutiérrez Reyes

Aprobada por:

Dr. Julio Alberto Villaescusa Celaya
Director De Tesis

Dr. José Domingo Carriquiry Beltrán
Sinodal

Dra. Amaia Ruiz De Alegría Arzaburu
Sinodal

Dedicatoria

A mi familia y amigos, por todo su apoyo durante esta etapa...

Agradecimientos

Mis más sincero agradecimiento al comité de tesis, al Dr. Julio Alberto Villaescusa Celaya, por compartir todo su conocimiento y experiencia para lograr el presente trabajo, a la Dra. Amaia Ruiz de Alegría Arzaburu y el Dr. José Domingo Carriquiry Beltrán, por todas sus intervenciones al momento de desarrollar y pulir este proyecto. También incluyo al Dr. Loïc Barbara, que si bien no fue un integrante formal del comité de tesis, aportó muchísimo para el desarrollo de este trabajo, con varios datos y métodos que fueron de mucha ayuda.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo económico para poder concluir con el programa de posgrado.

A todo el equipo que integra el Posgrado en Oceanografía Costera de la Facultad de Ciencias Marinas y el Instituto de Investigaciones Oceanológicas de la UABC. En especial a los profesores de la Maestría, por compartirnos su experiencia y conocimientos, y a la secretaria Angélica Arce, por todo su apoyo con los trámites correspondientes a la trayectoria académica completa del posgrado.

A Pedro Castro y Christina Treinen, por todo su apoyo incondicional en el laboratorio, compartiendo sus conocimientos y experiencias con las metodologías involucradas y volviendo mucho más agradable la convivencia en el trabajo.

Al laboratorio de Química Analítica, en especial al Dr. Francisco Delgadillo y la Mtra. Vanessa E. Torres, por permitirnos utilizar sus equipos y espacios durante la medición de las muestras.

Al equipo completo del Laboratorio de Bionano de la UNAM, particularmente al Dr. Rubén Cadena y a la Técnico de laboratorio Katrin Quester, por apoyarnos con el suministro de agua desionizada.

A mis compañeros de posgrado, por todo su apoyo durante esta etapa, y a mi familia, por todo el cariño y apoyo que entregaron de forma incondicional para que se pudiera lograr este proyecto.

A todos los involucrados durante el desarrollo del presente trabajo, MUCHAS GRACIAS...

Índice

Lista de Figuras	6
Lista de Tablas.....	10
Resumen.....	11
1. Introducción.....	12
1.1. Productividad primaria marina actual	12
1.2. Paleoproductividad.....	15
1.3. Características oceanográficas y variabilidad climática interanual.	18
1.4. Forzamientos climáticos de mayor escala temporal: ENSO, PDO y manchas solares.	21
2. Objetivos.....	25
2.1. Objetivo General	25
2.2. Objetivos Particulares	25
3. Materiales y Métodos	26
3.1. Oceanografía y Climatología del GdC	26
3.1.1. Masas de agua	26
3.1.2. Zona de mínimo oxígeno	29
3.2. Colecta de núcleos	30
3.2. Modelos de edad.....	32
3.3. Análisis del Ópalo Biogénico.....	33
3.4. Procesamiento de la información	34
4. Resultados	36
5. Discusiones	39
5.1. Respuesta a forzamientos ambientales.	39
5.1.1. Relación del contenido de ópalo biogénico con la SST.	42
5.2. Principales contribuyentes de Ópalo Biogénico.....	45
5.3. Análisis de tendencia de acumulación de SiB a largo plazo: Holoceno ..	49
5.3.1. De los 11,200 a los 9,400 años AP.....	49
5.3.2. Del 9,400 a los 6,100 años AP.	51
5.3.3. Del 6,100 a los 4,200 años AP.	51
5.3.4. Del 4,200 a los 3,000 años AP.	52

5.3.5. De los 3,000 años AP al presente.....	52
6. Conclusiones	54
7. Referencias	56
8. Anexos	68

Lista de Figuras

Fig. 1. Ubicación del Golfo de California (a), al noroeste de México (b). Fuente:

a) <https://www.google.com.mx/maps/@27.0304625,-113.3007198,1281878m/data=!3m1!1e3>

b) <https://www.google.com.mx/maps/@23.6049736,-108.0272824,5274660m/data=!3m1!1e3>

.....19

Fig. 2. Posición promedio de los sistemas de presión (NPH, alta presión del Pacífico; SDL, baja presión del desierto de Sonora; ITCZ, zona de convergencia intertropical) durante el invierno (a; diciembre, enero y febrero) y el verano (b, junio, julio y agosto). Flechas indican la dirección promedio de los vientos (QuilkSCAT climatologies; Bordoni et al., 2004). Colores de fondo muestran el patrón de la presión al nivel del mar (mb; NCEP/NCAR reanalysis 1968–1996, NCAR Climate Data Guide). Imagen modificada de Staines et al. (2015).....20

Fig. 3. Patrones típicos en las anomalías de la SST (colores), presión a nivel del mar (líneas negras) y patrón de vientos superficiales (flechas) durante las fases del ENSO y PDO (Modificado de: JISAO y NOAA, <http://i56.tinypic.com/2gy4kdv.jpg>).....23

Fig. 4. Boca del Golfo de California mostrando los lugares de donde fueron extraídos los núcleos MD02-2510 (a) y DIPAL III-T43 (b) de Cuenca Alfonso, DIPAL IV-T56 (c) de cuenca Pescadero y DIPAL V-C33 (d) cerca de la desembocadura del Río Fuerte.

Mapa, fuente: <https://www.google.com.mx/maps/@25.1071489,-110.2848119,705757m/data=!3m1!1e3>.....31

Fig. 5. Modelos de edad para el núcleo MD02-2510 (a), DIPAL III-T43 (b), DIPAL IV-T56 (c) y DIPAL V-C33 (d) donde se muestra la correlación de la edad con la profundidad (Línea negra), barras de error y área sombreada muestran la incertidumbre de la calibración (Blaauw, 2010). Línea punteada en a), b) y c)

muestra la tasa de sedimentación calculada desde los datos de fechado, en d) muestra la tasa de acumulación de masa.....**33**

Fig. 6. Contenido en ópalo biogénico (SiB) para los tres registros sedimentarios de mayor escala temporal. a) MD02-2510, b) DIPAL III-T43 y c) DIPAL IV-T56.....**37**

Fig. 7. a) Contenido en ópalo biogénico (SiB), b) abundancia de valvas de diatomeas (10e6) por gramo de sedimento seco (Barbara, no publ.) y c) SST reconstruida con alquenonas (UK'37-SST; M.A. Sicre, no publ.). Todos para el registro sedimentario DIPAL V-C33. Región sombreada en gris indica periodos anómalos de sedimentación para el registro, descritos en Barbara et al. (2016).....**38**

Fig. 8. (a) SST reconstruida con alquenonas (UK'37-SST; M.A. Sicre, no publ.) en registro DIPAL V-C33, (b) índice de Oscilación Decadal del Pacífico (Índice PDO; MacDonald y Case., 2005), (c) ocurrencia de manchas solares (SILSO data/image, Royal Observatory of Belgium, Brussels), (d) índice de El Niño 3.4 (ERSST v4, Absoluto; Huang et al., 2015) y (e) SST HadISST del cuadrante centrado en 25°N y 109°O (ERDDAP, Versión 1.80; Kennedy et al., 2011a y 2011b). Línea color claro en a) indica la resolución original del muestreo (~3 años); puntos indican las observaciones; línea oscura indica suavizado a 10 años. Líneas claras en b), c), d) y e) indican resolución anual; líneas color medio indican resolución a 3 años; líneas oscuras indican resolución a 10 años. Región sombreada en gris indica periodos anómalos de sedimentación para el registro DIPAL V-C33, descritos en Barbara et al. (2016).....**40**

Fig. 9. Anomalías de la altura de la superficie del mar (SSH; a y b), flujo del viento (Flechas color negro en a y b) y anomalías en la temperatura superficial

del mar (SST; c y d) en la región del Pacífico nororiental. Regiones utilizadas en el estudio original (1-4), modificado de Chhak y Di Lorenzo, (2007).....**42**

Fig. 10. Núcleo DIPAL V-C33 (a) Contenido en sílice biogénico (SiB), (b) SST reconstruida con alquenonas (Invertido; UK'37-SST; M.A. Sicre, no publ.), (c) índice de Oscilación Decadal del Pacífico (Invertido; Índice PDO; MacDonald y Case., 2005) y (d) ocurrencia de manchas solares (SILSO data/image, Royal Observatory of Belgium, Brussels). Líneas color claro en (a) y (b) indican resolución anual. Líneas color medio en las cuatro figuras indican la resolución a ~3 años, puntos indican las observaciones, líneas oscuras indican suavizado a ~10 años. Líneas color rosa claro en (b), (c) y (d) muestra el contenido en SiB en la resolución original (~3 años). Región sombreada en gris indica periodos anómalos de sedimentación para el registro DIPAL V-C33, descritos en Barbara et al. (2016).....**44**

Fig. 11. a) Abundancia de valvas de diatomeas (10e6) por gramo de sedimento seco (Barbara, no publ.). b) Contenido en SiB (%). Todos para el registro DIPAL V-C33. Líneas color claro indican la resolución original (~3 años), puntos indican las observaciones, líneas oscuras indican suavizado a 10 años. Región sombreada en gris indica periodos anómalos de sedimentación para el registro.....**45**

Fig. 12. a) Contenido de %SiB. Abundancia absoluta de esporas de b) *Chaetoceros* spp. y c) *Nitzschia* spp. (L. Barbara, no publ.). d) Correlación Móvil entre *Nitzschia* spp. y esporas de *Chaetoceros* spp. e) Temperatura superficial del océano reconstruida (UK'37-SST °C; M.A. Sicre, no publ.). Líneas con puntos indican la resolución original (~3 años), líneas sin puntos indican suavizado a 10 años. Región sombreada en gris indica periodos anómalos de sedimentación para el registro. Todo para el mismo registro sedimentario DIPAL

V-

C33.....48

Fig. 13. Contenido en SiB de los registros MD02-2510 (a), DIPAL III-T43 (b), DIPAL IV-T56 (c). Eventos EL Niño en el ecuador (d; Moy et al., 2002). Diferencia de $\delta^{18}\text{O}$ entre dos especies de foraminíferos, valores más negativos indican aguas más frías en la Corriente de California, valores cercanos al cero indican condiciones cálidas (e; $\delta^{18}\text{O}$; $\delta^{18}\text{O}$ Neogloboquadrina pachyderma – $\delta^{18}\text{O}$ Globigerina bulloides; Friddell et al., 2003). Producción de radiocarbono atmosférico (f; $\delta^{14}\text{C}$; Reimer et al., 2013) relacionado con la ocurrencia de manchas solares. Línea color claro en e) y f) muestran la resolución original, línea oscura muestra suavizado a ~500 años. Bandas de color rosa indican condiciones cálidas (Periodos B y D), bandas de color azul indican condiciones frías (Periodos A, C y D).....50

Lista de Tablas

Tabla I. Características típicas de las distintas masas de agua del Golfo de California. Modificado de: Valdez, 2015 y Torres-Orozco, 1993.....**27**

Tabla II. Resumen de los datos de SiB para los cuatro núcleos analizados donde se muestra el valor promedio del porcentaje en SiB (media), la desviación estándar (S. D.), el valor máximo (Máx) y mínimo (Mín) y el número de muestras analizadas (n).....**36**

Resumen

Entender los procesos que controlan la productividad primaria en el GdC es de suma importancia, ya que es la base trófica de las pesquerías en esta región que representa un gran valor económico y social para México. Con el propósito de entender cómo los factores climáticos y oceanográficos han afectado la productividad primaria silíceo en la boca del GdC, se analizó el contenido de ópalo biogénico (SiB) en cuatro registros sedimentarios que cubren gran parte del Holoceno (los últimos 11.2 ka AP). Nuestros resultados indican que la variabilidad del SiB en el registro sedimentario está fuertemente asociado a la abundancia de diatomeas, en particular por las especies que responden a los periodos de surgencia en la región sur del GdC. En general, los registros de SiB sugieren que la productividad primaria silíceo se ve favorecida durante periodos fríos, asociados a la ocurrencia de surgencias y fuertemente limitada durante periodos cálidos. La acumulación de SiB en los sedimentos responden a las fluctuaciones de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y de la irradiancia solar (manchas solares), forzamientos climáticos que influyen en la oceanografía del GdC. La interacción de estos eventos al sur del GdC determina las condiciones climáticas y oceanográficas que inducen fuertes modificaciones en la productividad primaria silíceo regional a diferentes escalas espaciotemporales.

1. Introducción

1.1. Productividad primaria marina actual

El sistema climático terrestre presenta patrones de variabilidad natural que responden a los cambios en el forzamiento solar (Berger y Loutre, 1991), así como al intercambio de energía entre el océano y la atmósfera (Hegerl et al., 2006). En la actualidad, sin embargo, se considera que las actividades humanas son la causa principal de la variabilidad climática en el planeta debido a las altas emisiones de dióxido de carbono (CO_2), el principal gas de efecto invernadero (Denis et al., 2010). A mediano y largo plazo, los organismos autótrofos, el fitoplancton principalmente, también juegan un papel importante como reguladores del clima ya que responden al incremento del CO_2 atmosférico con un aumento en la producción de materia orgánica, a través de la producción primaria (Falkowski, 2002).

En el océano superficial, la fotosíntesis es el principal proceso autótrofo responsable de iniciar la circulación de energía y nutrientes a través de las redes tróficas, teniendo como base al fitoplancton (Daniel y Hain, 2012). La productividad primaria es muy variable a lo largo y ancho de los océanos. El uso de satélites ha evidenciado cómo las altas concentraciones de clorofila, relacionadas con una elevada productividad, se concentran generalmente en los márgenes orientales oceánicos y en altas latitudes donde los procesos de surgencia, los aportes por vientos y ríos favorece el reabastecimiento de nutrientes de forma eficiente en el océano superficial (Falkowski, 2002; Daniel y Hain, 2012; Moffitt et al., 2015).

En este proceso, el CO_2 y los nutrientes fijados por el fitoplancton en la superficie son posteriormente liberados en forma de materia orgánica; una parte es respirada por organismos heterótrofos en la columna de agua, mientras que el resto es depositado hacia el fondo marino (Ducklow et al., 2001). Los procesos de fijación del carbono inorgánico, su transformación en materia

orgánica, su paso a través de las redes tróficas, procesos de mezcla, transporte y asentamiento gravitacional, son referidos en conjunto como la “Bomba Biológica” (Ducklow et al., 2001).

Los cambios en la productividad marina están directamente relacionados con las variaciones de los ciclos biogeoquímicos de nutrientes como el fósforo, nitrógeno y silicio, además de algunos gases como el CO₂ que a su vez se encuentran controlados por la dinámica en la interfase océano-atmósfera (Paytan, 2009). Es por esto que las variaciones en la productividad primaria oceánica son consideradas una expresión final de múltiples procesos climáticos y oceanográficos que la controlan.

Cuando las condiciones son favorables para la productividad oceánica, se incrementa el flujo de material orgánico hacia los sedimentos del fondo (Thunell et al., 1996). Bajo condiciones anóxicas que limitan la bioturbación, el material orgánico que llega a los fondos marinos puede conservarse en los sedimentos, manteniendo una proporción directa con el producido en la superficie (Tribovillard et al., 2006). De esta forma, los cambios ocurridos en la productividad de la superficie oceánica pueden verse reflejados en las variaciones del flujo de material que se acumulan y registran en los sedimentos. Debido a esto, los estudios sobre la acumulación de material sedimentario permiten realizar reconstrucciones de las condiciones ambientales que ocurrieron en la superficie, para periodos y regiones determinadas. Esto incluye aquellos basados en nanofósiles calcáreos, como cocolitofóridos (e.g., Beaufort et al., 1997, Staines et al., 2015) y foraminíferos (e.g., Li et al., 2006), y también los basados en esqueletos silíceos, como radiolarios (e.g., Pérez-Cruz, 2006) y diatomeas (e.g., Sancetta, 1995). Además, la abundancia de estos esqueletos puede modificar la composición química de los sedimentos, de tal forma que también es posible realizar estudios a través de su contenido en carbonatos biogénicos y sílice biogénico, respectivamente.

Diferentes estudios han documentado que las diatomeas son las principales contribuyentes de la producción primaria silíceas en el Golfo de California, asociando los incrementos en la productividad biosilíceas con la ocurrencia de surgencias en la región (e.g., Thunell et al., 1994; Pichevin et al., 2014). Esto debido a que las surgencias favorecen la disponibilidad de ácido silícico (H_2SiO_4) en la superficie, favoreciendo la producción de exoesqueletos por las diatomeas en la región (Pichevin et al., 2014; Metcalfe et al., 2015). Además, al romper la termoclina, los procesos de surgencias permiten el libre flujo de nanofósiles silíceos hacia el fondo marino (Kemp et al., 1999). Los flujos de sílice biogénico (SiB), también llamado ópalo biogénico, mantienen una proporción relativamente directa con las variaciones espaciotemporales de la productividad primaria por diatomeas en las aguas superficiales de la región, así, el contenido de SiB en los sedimentos marinos representa un valioso registro paleoceanográfico de los cambios en la intensidad y locación de la productividad oceánica silícea en el Golfo (Takahashi et al., 2002).

Los estudios de paleoproduktividad oceánica documentan los cambios en la producción de materia orgánica ocurridos en el pasado. Estas investigaciones proveen una visión de las causas y consecuencias que pudieran ocasionar los cambios en la productividad primaria en la región, y su relación con las fluctuaciones climáticas que ocurren a diferentes escalas espacio-temporales. Los estudios de paleoproduktividad en el GdC son de suma importancia por el alto interés económico y social que representa esta región del país. EL GdC, también llamado Mar de Cortés, es una zona de gran relevancia en la conservación natural. Sus altas tasas de productividad, sostenidas por aguas ricas en nutrientes (Escalante et al., 2013), permiten albergar una de las comunidades biológicas marinas más diversas en el mundo (Lluch-Cota et al., 2007). La elevada productividad primaria también le confiere una gran importancia económica al Golfo, ya que representa una de las regiones pesqueras más importantes de México; además de otras actividades que se desarrollan en la región, como la acuicultura y el turismo (Lluch-Cota et al.,

2007). La dinámica ecológica que caracteriza al GdC está fuertemente relacionadas con los cambios atmosféricos que afectan la región. La dirección e intensidad de los patrones del viento son determinantes para el abastecimiento de nutrientes que sostienen la elevada actividad biológica del Golfo. Por eso es de suma importancia comprender los procesos climatológicos y oceanográficos que controlan la productividad marina del GdC y cómo los cambios ambientales en el pasado podrían haberla afectado. De esta manera se podría estimar la respuesta de la productividad marina a los cambios climáticos que ocurren en el presente y que podrían ocurrir en el futuro.

1.2. Paleoproductividad

La historia paleoceanográfica del holoceno para el Golfo de California se ha concentrado a la región central del Golfo, precisamente en la Cuenca de Guaymas, por sus características que permiten la preservación de sedimentos laminados de gran valor científico (e.g. McClymont et al., 2012; Pichevin et al., 2012; Cheshire y Thurow, 2013). Por otro lado, para la región sur del Golfo, los estudios paleoceanográficos son relativamente escasos, entre los más relevantes, están aquellos que describen la variabilidad en la paleoproductividad a lo largo del Holoceno. Algunos antecedentes para dicha región indican que el inicio del Holoceno (~11 ka AP) estuvo caracterizado por un debilitamiento en la estratificación de la columna de agua en Bahía de los Muertos, B.C.S. (Álvarez et al., 2010), a la par de un incremento en los vientos de surgencias que permitió el cambio a las condiciones frías tipo La Niña en Cuenca Alfonso (Staines et al., 2015). Esto coincide con un incremento en la insolación que pudo haber intensificado los vientos del NW sobre el GdC (Harrison et al., 2003), derivando en la intensificación de las surgencias a lo largo del Golfo (McClymont et al., 2012), que a su vez, provocó un fuerte aumento en el flujo de sílice biogénico en la Cuenca de Guaymas (Cheshire y Thurow, 2013). Esto sugiere un favorecimiento de la productividad primaria silíceo a lo largo de todo el Golfo (Cheshire y Thurow, 2013).

Posteriormente, en el periodo entre los ~9 y ~6 ka AP, los nanofósiles en Cuenca Alfonso reflejan una persistencia de condiciones cálidas, tipo El Niño (Staines et al., 2015), coincidiendo con una disminución en la actividad de las surgencias en la región central del GdC (Goñi et al., 2006). Estos autores sugieren que dichas condiciones fueron el resultado de un debilitamiento de la Corriente de California (CC) y un incremento en los eventos de El Niño en el ecuador, que propiciaron la entrada de aguas tropicales al Golfo (Lavín et al., 2003; Kahru et al., 2004), lo que limitó significativamente la productividad primaria en la región (Álvarez et al., 2010). También se ha propuesto como este periodo se caracterizó por tener una fuerte variabilidad en la estacionalidad (Cheshire y Thuro, 2013) donde las condiciones cálidas fueron dominantes en la región central del Golfo (McClymont et al., 2012), al igual que la región tropical y subtropical del pacífico oriental (Leduc et al., 2010; Pahnke et al., 2007).

Durante el periodo del Holoceno medio, después de los ~6 ka AP, ocurrió una modificación de las condiciones climáticas previas y se caracterizó por una intensificación de los vientos del NW, lo que favoreció un incremento en la ocurrencia de surgencias, condiciones que promovieron significativamente la productividad primaria en el Golfo central (Sancetta, 1995; Barrón et al., 2005) y también en la región sur del Golfo (Pérez-Cruz, 2006; Staines et al., 2015). Estas condiciones pudieron ser provocadas por el incremento gradual de la insolación (Steinhilber et al., 2012) que propicio la migración del NPH hacia el norte, permitiendo el flujo eficiente de vientos sobre el GdC favoreciendo las condiciones de surgencias (Goñi et al., 2006). Esta conclusión es apoyada por la evidencia que muestran la ocurrencia de condiciones de sequías en norte América, que comúnmente son asociadas a periodos fríos tipo La Niña (Menking y Anderson, 2003; Kirby et al., 2004), y una tendencia general al enfriamiento en la CC durante este periodo (Friddell et al., 2003).

Posteriormente, otras evidencias han mostrado que, alrededor de los 5 ka AP, el incremento en la presencia de diatomeas tropicales en la región central del GdC indican que las condiciones tipo El Niño dominaron en la región (Barron et al., 2005), sugieren la posibilidad de que los vientos del NW se hayan debilitado, reduciendo las condiciones favorables para las surgencias, y a su vez, limitando a la productividad primaria del Golfo central (Barron et al., 2005) y en la región sur (Pérez-Cruz, 2013; Staines et al., 2015). Este escenario coincide con un gradual debilitamiento de la CC, donde sus aguas superficiales incrementaron sus temperaturas (Friddell et al., 2003), posiblemente por un fuerte incremento en la ocurrencia de eventos El Niño, tal como lo sugieren los estudios basados en sedimentos lacustres del ecuador (Moy et al., 2002) y de las islas galápagos (Conroy et al., 2008). Simultáneamente, en la región de Cuenca Cariaco, se encontraron evidencias de cambio a condiciones más secas en la región, estas condiciones son atribuidas a un desplazamiento de la ITCZ hacia el sur (Haug et al., 2001), posiblemente como respuesta a un incremento en la insolación estacional del hemisferio austral que dio lugar a la persistencia de las condiciones El Niño durante el periodo (Berger y Loutre, 1991).

Finalmente, en los últimos ~3 ka AP, las condiciones oceanográficas fueron muy variables en el GdC (Juillet-Leclerc y Schrader, 1987). Evidencias han mostrado como la irradiancia solar incrementó su variabilidad durante este periodo (Steinhilber et al., 2012). En Cuenca Alfonso, los estudios sugieren que los vientos del NW fueron muy intensos durante algunos intervalos de tiempo, esto provocó un fuerte incremento en el aporte detrítico, y como resultado una persistencia de condiciones frías y secas tipo La Niña (Douglas et al., 2007), siendo particularmente dominantes en la región, favoreciendo la productividad primaria en la boca del Golfo (Pérez-Cruz, 2013). Esto ha sido confirmado por otro estudio que indica una tendencia al enfriamiento en la CC que también sugiere que las condiciones tipo La Niña fueron dominantes durante el periodo (Friddell et al., 2003).

1.3. Características oceanográficas y variabilidad climática interanual.

El Golfo de California (GdC) es un mar marginal que se encuentra separado del Océano Pacífico, por la Península de Baja California en México (Figura 1). Esta característica hace que las condiciones climáticas en el Golfo puedan ser diferentes a las de las costas occidentales de la Península (Merrifield y Winant, 1989). El GdC se caracteriza por aguas superficiales con altas concentraciones de oxígeno, que disminuyen drásticamente con la profundidad hasta incluso llegar a ser indetectables (Roden, 1964; Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991). El intervalo de profundidad e intensidad de la zona de mínimo oxígeno (ZMO) varía a lo largo del Golfo, pero en general la ZMO se incrementa desde la región central del Golfo hacia la boca (Roden, 1964; Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991). La estructura vertical y la distribución espacial de la ZMO es atribuida a las diferencias en la productividad primaria, la demanda de oxígeno y la mezcla vertical (Cannariato y Kennet, 1999).

La productividad primaria de la región es sostenida por los nutrientes que son movilizados verticalmente y a lo largo del Golfo. Entre los principales procesos que reabastecen de nutrientes la superficie del GdC incluyen la turbulencia y mezcla por mareas, la circulación termohalina (Argote et al., 1995; Lavín et al., 1995) y el más importante, las surgencias que ocurren principalmente en el margen oriental del Golfo (Santamaria-del-Angel y Alvarez-Borrego, 1994). Los nutrientes superficiales son finalmente distribuidos a lo largo y ancho del Golfo por giros anticiclónicos que persisten durante todo el año (Douglas et al., 2007). Estos procesos pueden verse modificados por los forzamientos climáticos de gran escala que afectan la región. Los cambios en la duración e intensidad de las surgencias y los mecanismos de distribución de nutrientes podrían modificar el comportamiento de la productividad primaria en el GdC, reflejando las variaciones climáticas y oceanográficas de la región a lo largo del tiempo.

La ocurrencia de surgencias al oriente del Golfo está fuertemente controlada por la posición estacional del centro de alta presión del Pacífico norte (North

Pacific High, NPH), el centro de baja presión del desierto de Sonora (Sonora Desert Low, SDL) y la Zona de Convergencia Inter Tropical (Inter Tropical Convergence Zone, ITCZ) (Bordoni et al., 2004).



Figura 1. Ubicación del Golfo de California (a), al noroeste de México (b). Fuente:
a) <https://www.google.com.mx/maps/@27.0304625,-113.3007198,1281878m/data=!3m1!1e3>
b) <https://www.google.com.mx/maps/@23.6049736,-108.0272824,5274660m/data=!3m1!1e3>

Durante el invierno (diciembre, enero y febrero; Figura 2a), el NPH y la ITCZ migran hacia el sur generando vientos intensos del noroeste, siendo canalizados a través del Golfo, corriendo en paralelo a las costas. Así, las aguas superficiales débilmente estratificadas son desplazadas hacia afuera de los márgenes occidentales por el efecto Coriolis, originando las surgencias que llevan aguas frías y ricas en nutrientes del fondo hacia la superficie, favoreciendo a la productividad primaria (Bordoni et al., 2004). Durante el verano (junio, julio y agosto; Figura 2b), el incremento de calor en el hemisferio

boreal provoca el desplazamiento del NPH y la ITCZ hacia el norte, y permite el desarrollo del SDL cerca del GdC. Así, se desvían los vientos en dirección perpendicular a las costas del sur del Golfo, y sus aguas fuertemente estratificadas limitan la ocurrencia de surgencias durante este periodo (Bordoni et al., 2004).

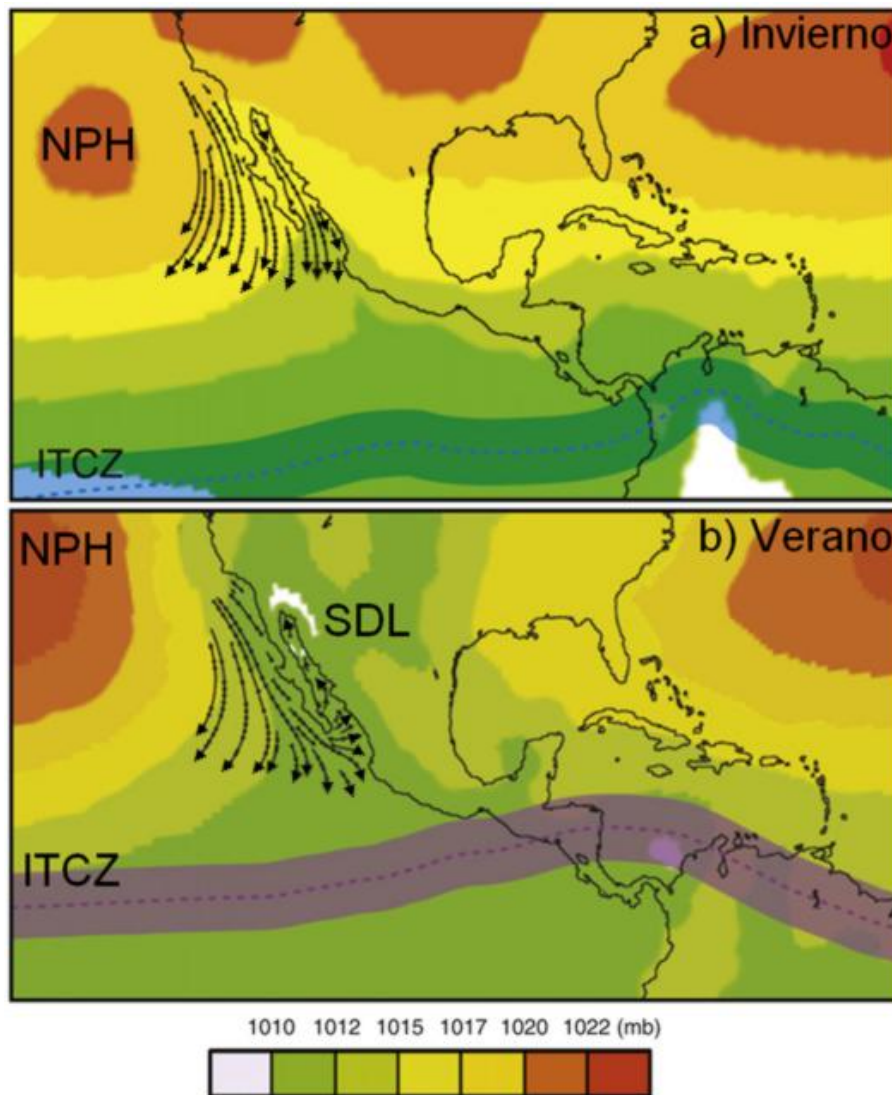


Figura 2. Posición promedio de los sistemas de presión (NPH, alta presión del Pacífico; SDL, baja presión del desierto de Sonora; ITCZ, zona de convergencia intertropical) durante el invierno (a; diciembre, enero y febrero) y el verano (b, junio, julio y agosto). Flechas indican la dirección promedio de los vientos (QuilkSCAT climatologies; Bordoni et al., 2004). Colores de fondo muestran el patrón de la presión al nivel del mar (mb; NCEP/NCAR

reanalysis 1968–1996, NCAR Climate Data Guide). Imagen modificada de Staines et al. (2015).

1.4. Forzamientos climáticos de mayor escala temporal: ENSO, PDO y manchas solares.

Es conocido que la oceanografía y climatología del Golfo de California (GdC) puede ser influenciada por dos eventos climáticos de gran escala espaciotemporal; El Niño y la Oscilación del Sur (El Niño, Southern Oscillation, ENSO) y la Oscilación Decadal del Pacífico (Pacific Decadal Oscillation, PDO) (Bernal et al., 2001; Barron y Bukry, 2007b; Valdez y Espinoza, 2007).

Mientras que ENSO se caracteriza por presentar ciclos de entre 3 y 7 años, la PDO presenta una variabilidad multidecadal de entre 15 y 25 años (Minobe, 1997). En ocasiones, los cambios en los patrones de temperatura superficial del océano (Sea Surface Temperature, SST) pueden ser producto de variaciones en la intensidad y dirección de los vientos, reflejando la dinámica de los forzamientos climáticos mayores (Schwing et al., 2002). ENSO y PDO presentan una fase cálida (El Niño y PDO positiva) y una fase fría (La Niña y PDO negativa) bien identificada. Los patrones de anomalías de la SST en el Océano Pacífico, que se asocian a cada fase, son relativamente similares para ambos forzamientos, excepto que la PDO presenta un patrón de anomalías de la SST menos intensa, pero mucho más persistentes. La fase positiva de ambos eventos se caracteriza por un calentamiento anómalo en el Pacífico Oriental (Figura 3a y 3c) mientras que en sus fases negativas ocurre un enfriamiento (Figura 3b y 3d; Mantua et al., 1997; Zhang et al., 1997).

En el GdC, el ENSO es considerado como el principal forzamiento climático global en escala interanual. Estos eventos modifican la circulación atmosférica que ocurren en latitudes medias, afectando el patrón de flujos de vientos en el Golfo (Emery y Hamilton, 1985). Durante eventos de La Niña, los vientos del GdC fluyen intensamente del noroeste promoviendo la ocurrencia de surgencias en la región, que además de enfriar las aguas superficiales favorece la productividad primaria. Por el contrario, durante los eventos de El Niño, el

patrón de vientos reduce las condiciones de surgencias en el Golfo permitiendo el establecimiento de condiciones cálidas en la región y limitando a la productividad primaria (Lluch et al., 2010). Por otro lado, se ha propuesto que los efectos de la PDO en la circulación atmosférica a latitudes medias son similares a los que provoca el ENSO, pero a escalas decadales (Chhak y Di Lorenzo., 2007). Es de esperar entonces que si el efecto de la PDO sobre el GdC es muy similar a ENSO (Bernal et al., 2001), una PDO negativa impactará de forma similar a los eventos de La Niña, mientras que una PDO positiva lo hace similar a los eventos de El Niño, pero con mayor persistencia (Lavín et al., 2003; Kahru et al., 2004). Mientras estos forzamientos modifiquen las condiciones climáticas y oceanográficas del GdC, la productividad primaria en la región sur se verá regulada por la ocurrencia e intensidad de surgencias en las costas orientales del Golfo (Espinoza y Valdez, 2007).

Además de estos forzamientos, diferentes estudios han mostrado que la variabilidad de la productividad silíceea en el GdC parece ser modulada por la variabilidad de la irradiancia solar (e.g. Sancetta, 1995; Barron et al., 2004; Barron et al., 2005; Barron y Bukry, 2007b), también medida con la ocurrencia de manchas solares (Shindell et al., 2001). Este mecanismo puede influenciar la circulación atmosférica del océano Pacífico, pero el efecto sobre el GdC no está del todo claro. Por un lado, se ha demostrado que la reducción en la irradiancia solar provoca un enfriamiento atmosférico en la región suroeste de EUA, derivando en un incremento en la intensidad y duración de los vientos del noroeste que recorren el Golfo durante el invierno (Barron et al., 2003). Este mecanismo favorece las condiciones de surgencias, reabasteciendo de nutrientes la superficie oceánica y favoreciendo la producción biosilíceea en la región (Barron et al., 2004; 2005). Por otro lado, también se sugiere que durante los incrementos en el número de manchas solares, el incremento en insolación provoca la migración del centro de alta presión del Pacífico hacia el norte, lo cual deriva en un flujo más eficiente de los vientos del noroeste sobre el Golfo

de California, incrementando la ocurrencia de surgencias y enfriando las aguas superficiales de la región (Goñi et al., 2006).

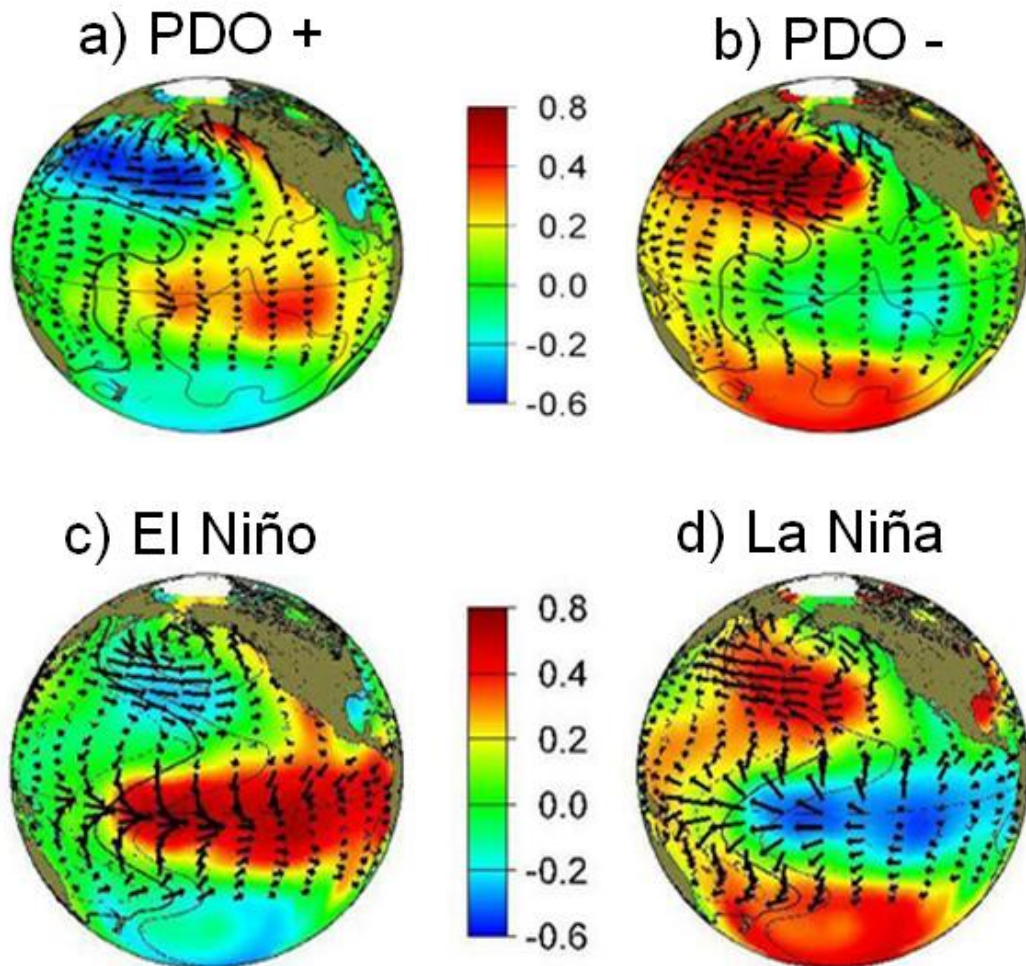


Figura 3. Patrones típicos en las anomalías de la SST (colores), presión a nivel del mar (líneas negras) y patrón de vientos superficiales (flechas) durante las fases del ENSO y PDO (Modificado de: JISAO y NOAA, <http://i56.tinypic.com/2gy4kdv.jpg>).

La intensidad y duración de estos forzamientos y regímenes estacionales, que modifican la configuración oceanográfica y climatológica del GdC, afectan el comportamiento de la productividad primaria en la región sur del Golfo. Es de esperar que la productividad primaria silíceo se vea favorecida mientras persistan las condiciones de surgencia que propician el enfriamiento de las

aguas superficiales y proveen de nutrientes la superficie. Por otro lado, la productividad podría verse limitada con la ausencia de surgencias que produzcan un calentamiento de las aguas superficiales del Golfo y limiten el reabastecimiento de nutrientes.

Para el Pacífico tropical oriental, comúnmente se definen como condiciones tipo El Niño a la prevalencia de condiciones cálidas y húmedas durante largos periodos de tiempo (multidecadales, seculares, mileniales), y condiciones tipo La Niña a la prevalencia de las condiciones frías y secas (Martínez et al., 2003; Ford et al., 2015; Koutavas et al., 2002; Stott et al., 2002). Es de esperarse que durante los periodos de baja ocurrencia de surgencias las condiciones cálidas tipo El Niño sean las dominantes y la productividad primaria silíceo en la boca del Golfo pueda verse limitada, resultando en una tendencia al decremento en el flujo de SiB hacia los sedimentos. Al contrario, durante los periodos con condiciones frías tipo La Niña, se podría asociar un incremento en la ocurrencia de surgencias que estimule la productividad primaria silíceo, y derive en un incremento en el flujo de SiB hacia los sedimentos.

2. Objetivos

2.1. Objetivo General

Reconstruir la productividad primaria silíceas en la boca del Golfo de California durante el Holoceno (~11,200 años), mediante el análisis del contenido en ópalo biogénico en tres registros sedimentarios.

2.2. Objetivos Particulares

- Determinar la influencia de los factores climáticos de gran escala espaciotemporal, sobre la productividad silíceas en la boca del Golfo de California, en un periodo corto y reciente.
- Relacionar las tendencias del ópalo biogénico con los cambios en la temperatura superficial del océano en un registro sedimentario de alta resolución, para un periodo reciente y a diferentes escalas de tiempo, para entender su relación con los factores climáticos que podrían controlarla.
- Determinar la confiabilidad del ópalo biogénico como proxy de la productividad primaria silíceas, comparando el contenido de ópalo con la abundancia de diatomeas analizadas para un mismo registro sedimentario.
- Determinar la variabilidad de la productividad primaria silíceas en la región sur del Golfo de California durante el Holoceno a través del contenido en ópalo biogénico de tres registros sedimentarios.

3. Materiales y Métodos

3.1. Oceanografía y Climatología del GdC

El Golfo de California (GdC) es un mar marginal localizado en la costa oeste de México, cuenta con una extensión de ~1100 km de longitud y ~150 km de ancho y se ubica entre las áridas montañas de la península de Baja California y los desérticos estados de Sonora y Sinaloa, donde la escasa precipitación y las altas temperaturas la convierten en una gran cuenca de evaporación (Roden, 1964; Lavin y Organista, 1988; Paden, 1991). La región sur del GdC comunica con el Océano Pacífico Tropical a través de una boca que se extiende ~200km de ancho, cuyas cuencas exceden los 2500 m de profundidad.

3.1.1. Masas de agua

Por su posición, la región sur del Golfo de California es una zona de transición oceanográfica donde se encuentran las aguas frías del subártico y las aguas cálidas de la región ecuatorial (Wyrki, 1967; Warsh et al., 1973; Álvarez-Borrego y Schwartzlose, 1979). En esta región se han identificado hasta 6 diferentes masas de agua (Tabla I): Agua de la Corriente de California (ACC), Agua Superficial Tropical (AST) y el Agua del Golfo de California (AGC). Bajo estas, se han encontrado: Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt), Agua Intermedia del Pacífico (AIP) y Agua Profunda del Pacífico (APP) (Roden y Groves, 1959; Wyrki, 1967; Álvarez-Borrego y Schwartzlose, 1979).

La distribución de estas aguas varía a lo largo del año por los cambios ocurridos en la circulación estacional. Durante el invierno (diciembre, enero y febrero) ocurre una entrada de agua con baja salinidad por la costa este del Golfo y una salida de agua de alta salinidad fluyendo hacia el sur a lo largo de la península. Durante el verano (junio, julio y agosto), el flujo superficial se mantiene hacia el noroeste entrando por el margen oriental de la boca del Golfo (Roden y Groves, 1959).

Tabla I. Características típicas de las distintas masas de agua del Golfo de California. Modificado de: Valdez, 2015 y Torres-Orozco, 1993.

Masa de Agua	Abreviatura	Salinidad	Temperatura (°C)	Profundidad (cm)
Agua de Golfo de California	AGC	34.9–35.35	14-29.5	0-180
Agua Superficial Tropical	AST	34.5–34.9	18-30	0-120
Agua de la Corriente de California	ACC	≤34.6	13-20	0-150
Agua Subsuperficial Subtropical	ASsSt	34.5–34.9	9-18	50-480
Agua Intermedia del Pacífico	AIP	34.5–34.8	4-9	480-1200
Agua Profunda del Pacífico	APP	34.56–34.75	4	>1200

La presencia del Agua de la Corriente de California (ACC) en la boca del Golfo se identifica por un núcleo de baja salinidad (≤ 34.6 ppm) y baja temperatura (13-20 °C) (Alvarez-Sanchez et al., 1978a; Alvarez-Borrego y Schwartzlose, 1979; Alvarez-Borrego, 1983; Bray y Robles, 1991) que, durante el invierno y la primavera, se propaga a través de toda la boca (Wyrski, 1967). En contraste, durante el verano y el otoño (mayo-noviembre) las temperaturas superficiales de la boca del GdC son mayores que en la región norte del Golfo (Roden y Groves, 1959; Roden, 1964), esto debido a que la Corriente Costera de Costa Rica fluye a través de la entrada, transportando Agua Superficial Tropical (AST) (Wyrski, 1967; Collins et al., 1997). Esta masa de agua invade hasta la zona intermedia del Golfo, alcanzando las islas Ángel de la Guarda y Tiburón. Por el contrario, durante el invierno y la primavera, el AST solo se limita a la boca del GdC (Alvarez-Borrego y Schwartzlose, 1979). Como el golfo es una cuenca de evaporación, durante la primavera se forma en su interior un agua de mayor salinidad conocida como Agua del Golfo de California (AGC), entre la superficie

y los 150 m de profundidad (Alvarez-Sanchez et al., 1978). Durante los eventos de El Niño, el calentamiento en la capa superior y el incremento en la salinidad provoca el flujo del AGC hacia el SE hasta la boca del Golfo, por abajo del AST que fluye hacia el NW (Robles y Marinone, 1987; Bray y Robles, 1991; Lavín et al., 1997). El ASsSt se caracteriza por un máximo de salinidad subsuperficial de 34.8 (Alvarez-Borrego y Schwartzlose, 1979) a una profundidad entre 50 y 150 m (Wyrki, 1967). El ASsSt se ha identificado en la boca del Golfo con una salinidad de 34.6 a 34.8 extendiéndose de 150 a 500 m de profundidad (Alvarez-Sanchez et al., 1978), extendiéndose hasta la región central del GdC durante todo el año (Robles y Marinone, 1987). El AIP se caracteriza por una salinidad de 34.5 (Robles y Marinone, 1987; Alvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991; Bray y Robles, 1991) y se localiza entre los 600 y 900 m de profundidad en la región sur y central del GdC (Wyrki, 1967; Alvarez-Borrego y Schwartzlose, 1979).

Algunos estudios proponen que los cambios en la dominancia de las diferentes masas de agua pueden verse reflejada a escalas de tiempo multidecadales, seculares y mileniales. Por ejemplo, durante condiciones tipo El Niño prevalecen aguas cálidas durante largos periodos de tiempo y bajo condiciones tipo La Niña a la prevalencia de aguas frías (Koutavas et al., 2002; Stott et al., 2002; Martínez et al., 2003; Ford et al., 2015). Estudios indican que a inicios del Holoceno, entre los 11 y 12 ka AP, las condiciones ambientales dominantes eran similares a las actuales durante el invierno y primavera, con vientos intensos del NW, aguas frías dominando el Golfo y una actividad ENSO relativamente baja, y estas condiciones fueron similares también durante el periodo intermediado (~6 y ~5.7 ka AP) (Sancetta, 1995; Pérez-Cruz, 2006; Barrón et al., 2005; Staines et al., 2015) y finales del Holoceno (~3.3, ~2.7, 1.2, 0.8, 0.7 y 0.5 ka AP) (Pérez-Cruz, 2006; Pérez-Cruz, 2013). También existen evidencias que después del Holoceno medio (~6 ka AP), la expresión del ENSO y PDO se manifestó de forma más notoria y variable, encontrando condiciones tipo El Niño a los ~4 (Barrón y Anderson, 2011), los 2.4 y los 0.7 ka AP (Pérez-

Cruz, 2006), sugiriendo la constante presencia del AST en la región sur del GdC (Pérez-Cruz, 2006; Pérez-Cruz y Urrutia, 2010).

3.1.2. Zona de mínimo oxígeno

Cuando la columna de agua presenta contenidos muy bajo de oxígeno disuelto, típicamente menores a 10 μM (e.g. Stramma et al., 2008), se reconocen como zona de mínimo oxígeno (ZMO). La concentración de oxígeno y la extensión de la ZMO parece reflejar variaciones en la productividad primaria en la superficie, controlada por la ocurrencia de surgencias, y el consumo de oxígeno debido a la oxidación de la materia orgánica, así como a la poca advección horizontal o ventilación (Wyrski, 1962; Kamykowski y Zentara, 1990; Stramma et al., 2008). En el Golfo de California, el AIP presenta concentraciones muy bajas de oxígeno (entre 0.08 y 0.15 ml/L), incluso en algunos lugares son indetectables por el método de Winkler (Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991). La ZOM de las costas del Pacífico Mexicano una de las más extensas en profundidad (~1000 m) y con un límite superior entre los 75 y 100 m (Pérez-Cruz y Machain-Castillo, 1990).

Los cambios en la ZMO también responden a las variaciones del clima global a escala milenaria, estas fluctuaciones de la ZMO han sido controladas tanto por la ventilación del AIP como por la productividad superficial, implicando cambios en la biota y en los sedimentos depositados en la región de la boca del GdC (Sarmiento et al. 1988; Cannariato y Kennet, 1999). A inicios del Holoceno (entre 10.9 y 10.2 ka AP) se sugiere un periodo de baja productividad oceánica, donde las condiciones relativamente óxicas dominaban la columna de agua de la boca del GdC, por lo tanto, con una ZMO poco desarrollada (Valdez-Hernández, 2015). Aparentemente, las condiciones de baja productividad se mantuvieron hasta los 5.8 ka AP; sin embargo, las condiciones anóxicas dominaban la región durante este periodo, debido a la posible intrusión del AIP hacia el Golfo (Valdez-Hernández, 2015). Posteriormente, de los 5.8 hasta los 3.3 ka AP, se infieren fluctuaciones en la productividad como lo muestra los

fuertes cambios en la ZMO del sur del GdC. Finalmente, durante el periodo más reciente del Holoceno (3.3-0.1 ka AP), se han reportado condiciones anóxicas en las aguas del fondo del sur del GdC, relacionado con un evidente incremento en la productividad primaria superficial (Valdez-Hernández, 2015).

3.2. Colecta de núcleos

Para el presente estudio se analizaron cuatro núcleos de sedimento colectados en la zona sur del Golfo de California (GdC). Los núcleos MD02-2510 (Figura 4a) y DIPAL III-T43 (Figura 4b) fueron colectados en Cuenca Alfonso, Bahía de la Paz, B.C.S. Cuenca Alfonso es una depresión cerrada relativamente pequeña, con una longitud de 25km, 22.2km de ancho y una profundidad promedio de 400m (Nava-Sánchez et al., 2001; Pérez-Cruz, 2006). A los 200m de profundidad la columna de agua es prácticamente anóxica, limitando drásticamente la bioturbación y favoreciendo la ocurrencia de sedimentos laminados, lo que convierte a esta cuenca en un sitio ideal para la investigación regional de la variabilidad climática y oceanográfica (Monreal-Gómez et al., 2001; Pérez-Cruz, 2006). El núcleo MD02-2510 (24°23'18" N, 110°21'36" O), de una longitud total de 47.76m, fue obtenido a 410m de profundidad durante la campaña "MONA IMAGES VIII" en el año 2001 a bordo del buque de investigación (R/V) "Marion Dufresne" (Beaufort, 2003). El núcleo DIPAL III-T43 (24°23'29" N, 110°19'51" O) fue colectado por el R/V "El Puma" (UNAM) durante el mes de agosto de 2009 a una profundidad de 388m. El registro presenta una longitud total de 224cm (Pérez-Cruz, 2013). El núcleo de gravedad DIPAL IV-T56 (24°16'48"N, 109°34'48"O), con una longitud de 256cm, fue colectado a una profundidad de 591m en Cuenca Pescadero, en la región más al sur del golfo, a bordo del buque de investigación "El Puma" (UNAM) durante el mes de marzo de 2011 (Figura 4c) (Valdez-Hernández, 2015). Pescadero, tiene una profundidad aproximada de 2500m y cuenta con una elongación de ~200 km. Las altas tasas de sedimentación de terrígenos y la intersección con la zona de mínimo oxígeno del Pacífico Nororiental limitan el

asentamiento del macrobentos (González-Yajimovich et al., 2005; Castro et al., 2000), lo que favorece la preservación de sedimentos laminados.

El núcleo de caja DIPAL V-C33 (Figura 4d) fue colectado a bordo del R/V “El Puma” (UNAM) durante el mes de diciembre de 2012, extraído a 27km mar adentro desde la boca de Rio Fuerte (25°40'19.2"N, 109°38'38.4"O) a una profundidad de 626m. Al igual que en Pescadero, la entrada de la zona de mínimo oxígeno (Bray, 1988; Bray y Robles, 1991) y el cambio estacional de aporte sedimentario, propician la formación y preservación de sedimentos laminados (Calvert, 1966; Thunell, 1998). La secuencia sedimentaria contó con una longitud total de 44cm de los cuales fueron muestreados cada 0.5cm los primeros 40cm y los 4 restantes cada centímetro.

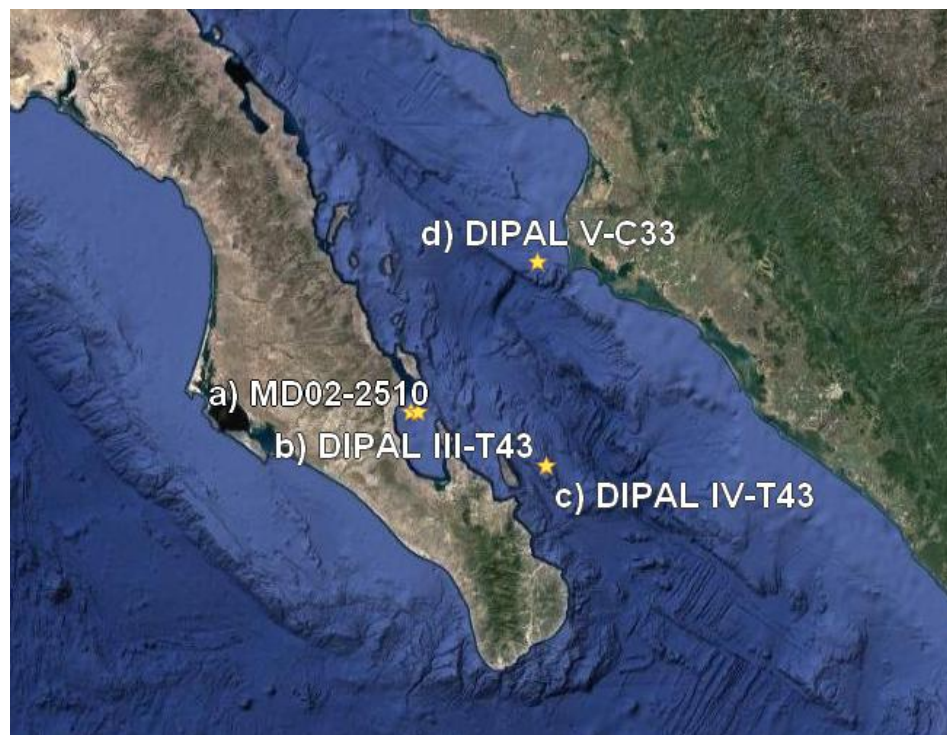


Figura 4. Boca del Golfo de California mostrando los lugares de donde fueron extraídos los núcleos MD02-2510 (a) y DIPAL III-T43 (b) de Cuenca Alfonso, DIPAL IV-T56 (c) de cuenca Pescadero y DIPAL V-C33 (d) cerca de la desembocadura del Rio Fuerte.

Mapa, fuente:

<https://www.google.com.mx/maps/@25.1071489,-110.2848119,705757m/data=!3m1!1e3>

3.2. Modelos de edad

Para desarrollar los modelos de edad de los núcleos estudiados, se utilizó el programa Clam 2.2 (Blaauw, 2010) calibrando los fechados generados en estudios previos.

El modelo de edad para el registro MD02-2510 (Figura 5a) fue construido en base a análisis de radiocarbono publicados (Staines et al., 2015) y estratigrafía (González-Yajimovich et al. 2007). La edad calculada para los primeros 9.7m, se extiende del presente hasta los 22,171 años AP, y para este estudio sólo fueron utilizados los primeros 4.5m, cubriendo el periodo del Holoceno (~11,200 años), con una resolución disponible de cada 10cm (~240 años). El modelo de edad para el núcleo DIPAL III-T43 (Figura 5b) fue generado en base a los análisis de radiocarbono publicados por Pérez-Cruz (2013), calculando una edad que va desde los 300 hasta los 6,041 años AP para los 224cm de longitud disponibles, con una resolución aproximada de 27 años por cada centímetro. Para el fechado del núcleo DIPAL IV-T56 (Figura 5c) se utilizaron los datos de radiocarbono publicados por Valdez-Hernández, (2015), con un registro que se extiende desde los 132 años hasta los 5,701 años AP para los 100cm utilizados en este trabajo, con una resolución de aproximadamente 42 años por centímetro de muestra.

Por último, el modelo de edad para el registro DIPAL V-C33 fue tomada de Barbara et al., (2016) la cual fue previamente calculada a través de un análisis de ^{210}Pb para los primeros 21cm (hasta donde el ^{210}Pb fue detectado), extrapolando la edad al resto del registro basándose en la densidad de muestra seca (dry bulk density). Calculando un periodo aproximado de 241 años (1771 – 2011 EC) para los 44cm disponibles del registro, la resolución del muestreo a lo largo del registro es a cada 0.5cm cubriendo aproximadamente 3 años de resolución entre muestras (Figura 5d).

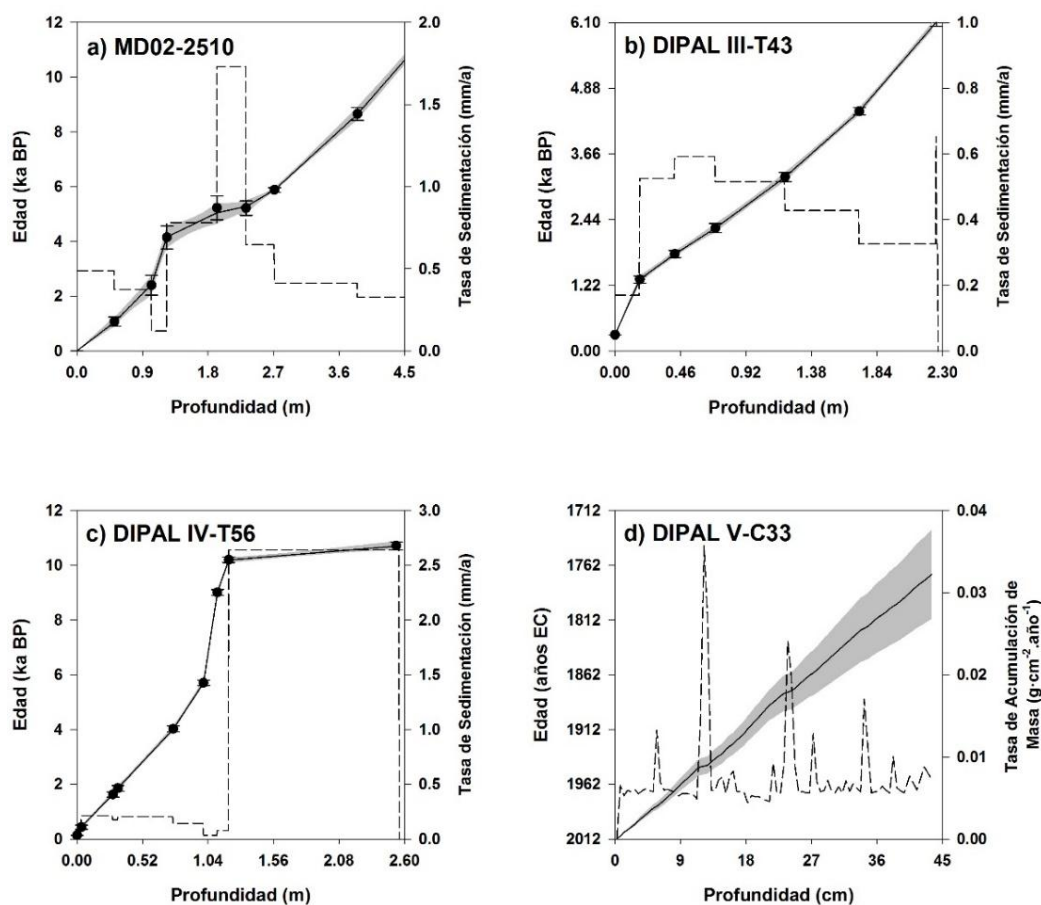


Figura 5. Modelos de edad para el núcleo MD02-2510 (a), DIPAL III-T43 (b), DIPAL IV-T56 (c) y DIPAL V-C33 (d) donde se muestra la correlación de la edad con la profundidad (Línea negra), barras de error y área sombreada muestran la incertidumbre de la calibración (Blaauw, 2010). Línea punteada en a), b) y c) muestra la tasa de sedimentación calculada desde los datos de fechado, en d) muestra la tasa de acumulación de masa.

3.3. Análisis del Ópalo Biogénico

La cuantificación de ópalo biogénico (SiB) se realizó de acuerdo con el método de extracción alcalina propuesto por Mortlock y Froelich (1989). Para la extracción del SiB, se usó una solución 2M de carbonato de sodio (Na_2CO_3) que después se tiñó con azul de molibdato para ser cuantificada a través de espectrofotometría UV-Vis (Strickland y Parsons, 1972; Mortlock y Froelich, 1989). Las absorbancias obtenidas del espectrofotómetro fueron convertidas a porcentaje de SiB a través de la fórmula:

$$\frac{(\quad)}{\quad}$$

Donde F es el factor de corrección de la línea de calibración de los estándares (mM/Abs); A_s es el promedio de las tres medidas de absorbancia de cada muestra (mM); A_0 es el promedio de las tres medidas de la absorbancia del blanco operacional (mM); M es la masa de la muestra; y 112.4 es el factor de corrección masa-volumen (Mortlock y Froelich, 1989).

3.4. Procesamiento de la información

Para entender la influencia de los forzamientos ambientales de mayor escala sobre la producción de SiB, se requiere entender primero la influencia de los forzamientos climáticos sobre las aguas superficiales del sur del GdC. Esto es debido a la fuerte relación que existe entre las variaciones de la SST y la ocurrencia de surgencias en la región. Para el sitio de colecta del registro DIPAL V-C33 se comparó la variabilidad de la SST reconstruida con alquenonas ($U^{K_{37}}$ -SST; M.A. Sicre, com. per. no publicado) con la SST HadISST del cuadrante centrado en 25°N y 109°O (ERDDAP, Versión 1.80; Kennedy et al., 2011a y 2011b). Posteriormente, la $U^{K_{37}}$ -SST se comparó con los índices de El Niño 3.4 (ERSST v4, Absoluto; Huang et al., 2015), con la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO; MacDonald y Case., 2005) y los cambios en la irradiancia solar, medida con la ocurrencia de manchas solares (SILSO data/image, Royal Observatory of Belgium, Brussels). Una vez establecida relación de la SST regional con ENSO, PDO e irradiancia solar, se comparó a $U^{K_{37}}$ -SST con el contenido en SiB del DIPAL V-C33. Además, con la finalidad de comprender mejor los factores que controlan la producción primaria silíceo en la boca del GdC, se comparó el contenido en SiB del registro DIPAL V-C33, con la abundancia total y por diferentes especies de diatomeas identificadas en

muestras con la misma resolución del mismo registro (Barbara, com. per.; no publicado).

Los registros MD02-2510, DIPAL III-T43 y DIPAL IV-T56 también fueron comparados con la reconstrucción de eventos El Niño en la región ecuatorial (Moy et al., 2002). Además, se realizó un contraste de los tres registros sedimentarios con los cambios en la temperatura superficial de la Corriente de California, asociados a las variaciones del centro de alta presión del Pacífico nororiental, estimados con la diferencia de $\delta^{18}\text{O}$ en dos especies de foraminíferos ($\delta^{18}\text{O}$ *Neogloboquadrina pachyderma* – *Globigerina bulloides*; Friddell et al., 2003), y por último, con la estimación de los cambios en la irradiancia solar, para gran parte del Holoceno (Steinhilber et al., 2012).

4. Resultados

El comportamiento del SiB a lo largo del Holoceno mostró ser variable con algunas tendencias características. A inicios del Holoceno, el contenido de SiB en el núcleo MD02-2510 (Cuenca Alfonso) muestra una clara tendencia al incremento desde el inicio del registro hasta los ~9.4 ka AP (Figura 6a). Después el SiB mostró un decremento hasta los ~6.1 ka AP, para luego incrementar hasta alcanzar un máximo a los ~4.2 ka AP, donde el SiB alcanza el valor más elevado en todo el registro (Tabla II). Por último, el registro mostró una tendencia a disminuir hacia los ~1.2 ka AP, para volver a incrementar hacia el presente (Figura 6a).

Tabla II. Resumen de los datos de SiB para los cuatro núcleos analizados donde se muestra el valor promedio del porcentaje en SiB (media), la desviación estándar (S. D.), el valor máximo (Máx) y mínimo (Mín) y el número de muestras analizadas (n).

Núcleo	Media (% SiB)	S. D. (% SiB)	Máx (% SiB)	Mín (% SiB)	n
MD02-2510	2.89	0.22	3.34	2.43	44
DIPAL III-T43	3.38	0.51	5.72	2.43	208
DIAPL IV-T56	2.85	0.29	4.02	2.31	101
DIPAL V-C33	3.17	0.36	4.09	1.85	76

Por su parte, el contenido de SiB en los registros DIPAL III-T43 (Cuenca Alfonso, Figura 6b) y DIPAL IV-T56 (Cuenca Pescadero, Figura 6c) mostró una tendencia al decremento muy similar hasta los ~3 ka AP. Posterior a este periodo, el comportamiento del SiB en ambos fue distinto, donde en el DIPAL IV-T56, el SiB muestra una tendencia constante a incrementarse hacia el presente, mientras que, en el registro del DIPAL III-T43, el SiB muestra una tendencia a disminuir hacia el presente.

Por último, el contenido de SiB (Figura 7a) para el registro de corto plazo y de alta resolución DIPAL V-C33 muestra una tendencia general al decremento.

También se observaron dos “caídas” fuertes en los valores de SiB durante periodos específicos y de corta duración (~1877 y ~1945). Estos eventos especiales fueron observados y descritos por Barbara et al. (2016) en un estudio previo para el mismo registro sedimentario, ellos sugieren que estas caídas son consecuencia de un incremento abrupto en el aporte detrítico por grandes descargas del Río Fuerte, Sinaloa. También se utilizaron otros proxys para este mismo registro, que incluyen la abundancia de diatomeas (Figura 7b; Barbara, no publ.) y la temperatura superficial del mar, reconstruida con alquenonas (Figura 7c; U^{K}_{37} -SST; M.A. Sicre, no publ.). Mientras que la abundancia de diatomeas parece mantener una tendencia al decremento relativamente constante (Figura 7b), la U^{K}_{37} -SST parece variar más a lo largo del registro (Figura 7c).

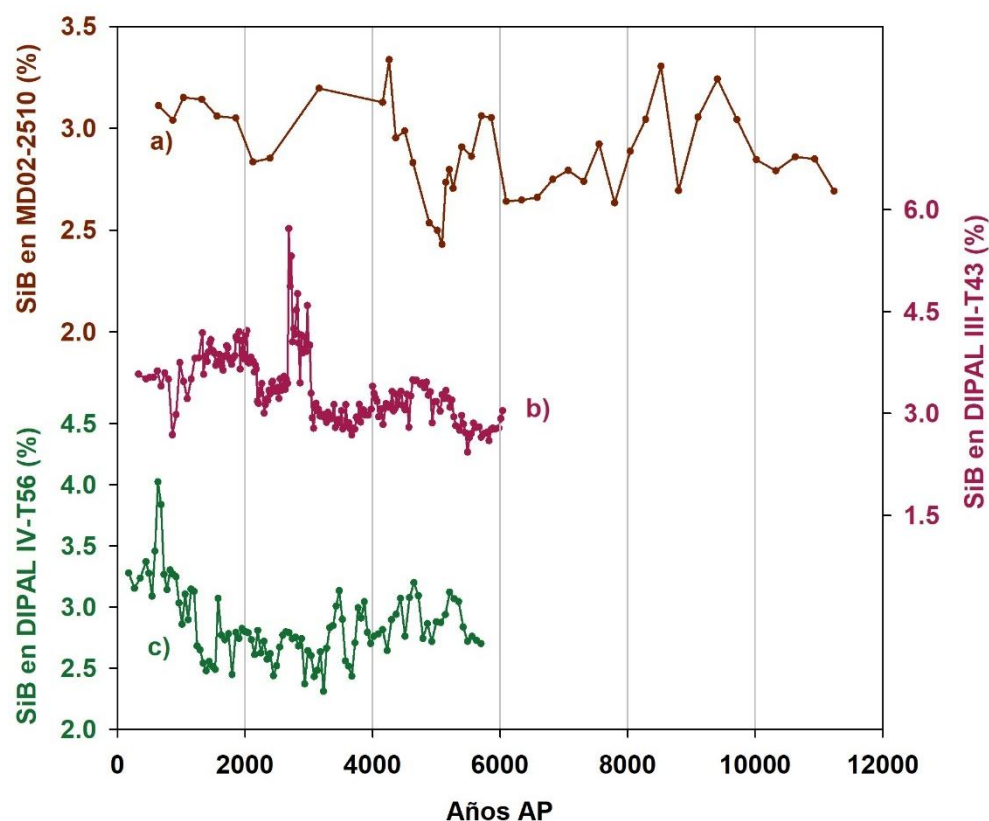


Figura 6. Contenido en ópalo biogénico (SiB) para los tres registros sedimentarios de mayor

escala temporal. a) MD02-2510, b) DIPAL III-T43 y c) DIPAL IV-T56.

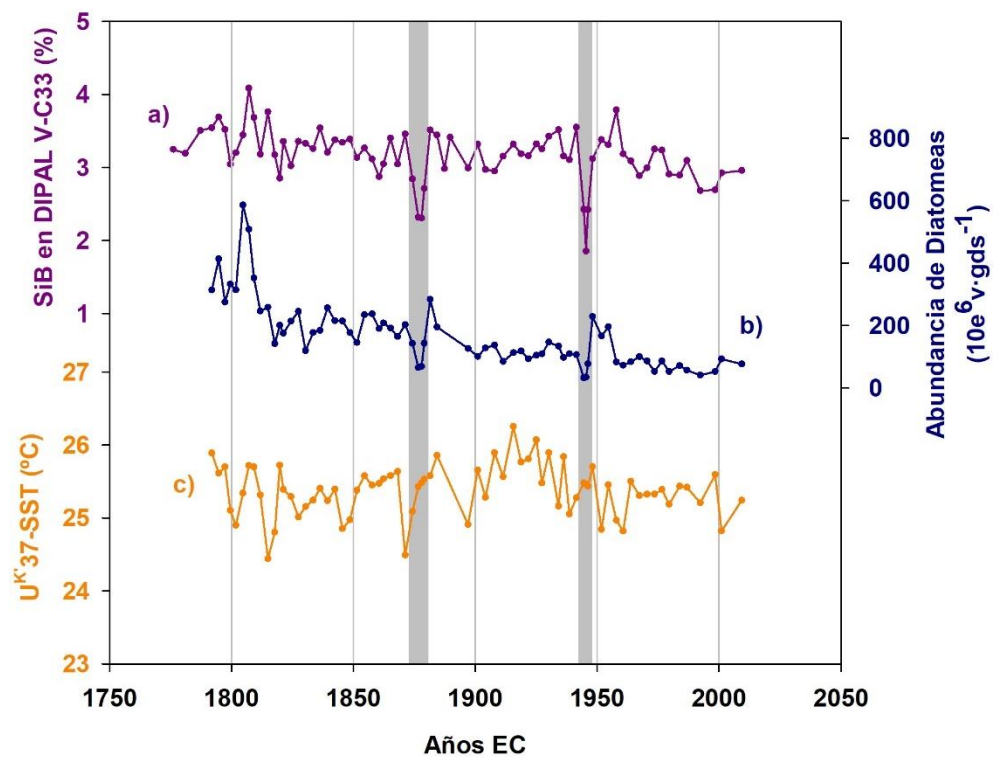


Figura 7. a) Contenido en ópalo biogénico (SiB), b) abundancia de valvas de diatomeas (10^6) por gramo de sedimento seco (Barbara, no publ.) y c) SST reconstruida con alquenonas (U^{K37} -SST; M.A. Sicre, no publ.). Todos para el registro sedimentario DIPAL V-C33. Región sombreada en gris indica periodos anómalos de sedimentación para el registro, descritos en Barbara et al. (2016).

5. Discusiones

5.1. Respuesta a forzamientos ambientales.

Para entender la sensibilidad de la productividad primaria silíceea a los forzamientos climáticos de mayor escala temporal, se requiere entender primero el impacto de los forzamientos climáticos, ENSO, PDO e irradiancia solar, sobre la SST local, debido a su fuerte influencia sobre las surgencias. Para esto, se comparó la variabilidad de la SST reconstruida (U_{37}^K -SST) con la SST HadISST del cuadrante centrado en 25°N y 109°O (ERDDAP, Versión 1.80; Kennedy et al., 2011a y 2011b). Después ambos registros, el instrumental y reconstruido, fueron comparadas con los índices de El Niño 3.4 (ERSST v4, Absoluto; Huang et al., 2015), la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO; MacDonald y Case., 2005) y los cambios en la irradiancia solar medida con la ocurrencia de manchas solares (SILSO data/image, Royal Observatory of Belgium, Brussels). Se observó que la variabilidad de U_{37}^K -SST (Figura 8a) y de HadISST (Figura 8e) no muestran congruencia aparente en ninguna escala temporal. Estas discrepancias podrían ser atribuidas a que HadISST refleja una interpolación de un área de 1° x 1°, en ocasiones con pocos datos (Kennedy et al., 2011a y 2011b) mientras que U_{37}^K -SST registra los cambios en la temperatura regional en el sitio del registro sedimentario en el que se cuantificó el contenido en SiB, con la misma resolución. Además, la reconstrucción de temperaturas basada en el índice de insaturación de alquenonas en sedimentos (U_{37}^K -SST), ha demostrado ser un proxy muy confiable como paleotermómetro (Müller et al., 1998, Rosell-Melé et al., 2001), lo que se ha demostrado también en el GdC (Goñi et al., 2001). Por esto, en este estudio consideramos que el U_{37}^K -SST refleja de una manera más robusta y confiable la temperatura local.

Estudios previos han documentado que la variación interanual de la SST en el GdC está muy relacionada con los eventos de ENSO (e.g. Bernal et al., 2001; Barron y Bukry, 2007b; Valdez y Espinoza, 2007). Sin embargo, al contrastar el U_{37}^K -SST y la variabilidad ENSO (Figura 8d; El Niño 3.4), no se muestra una

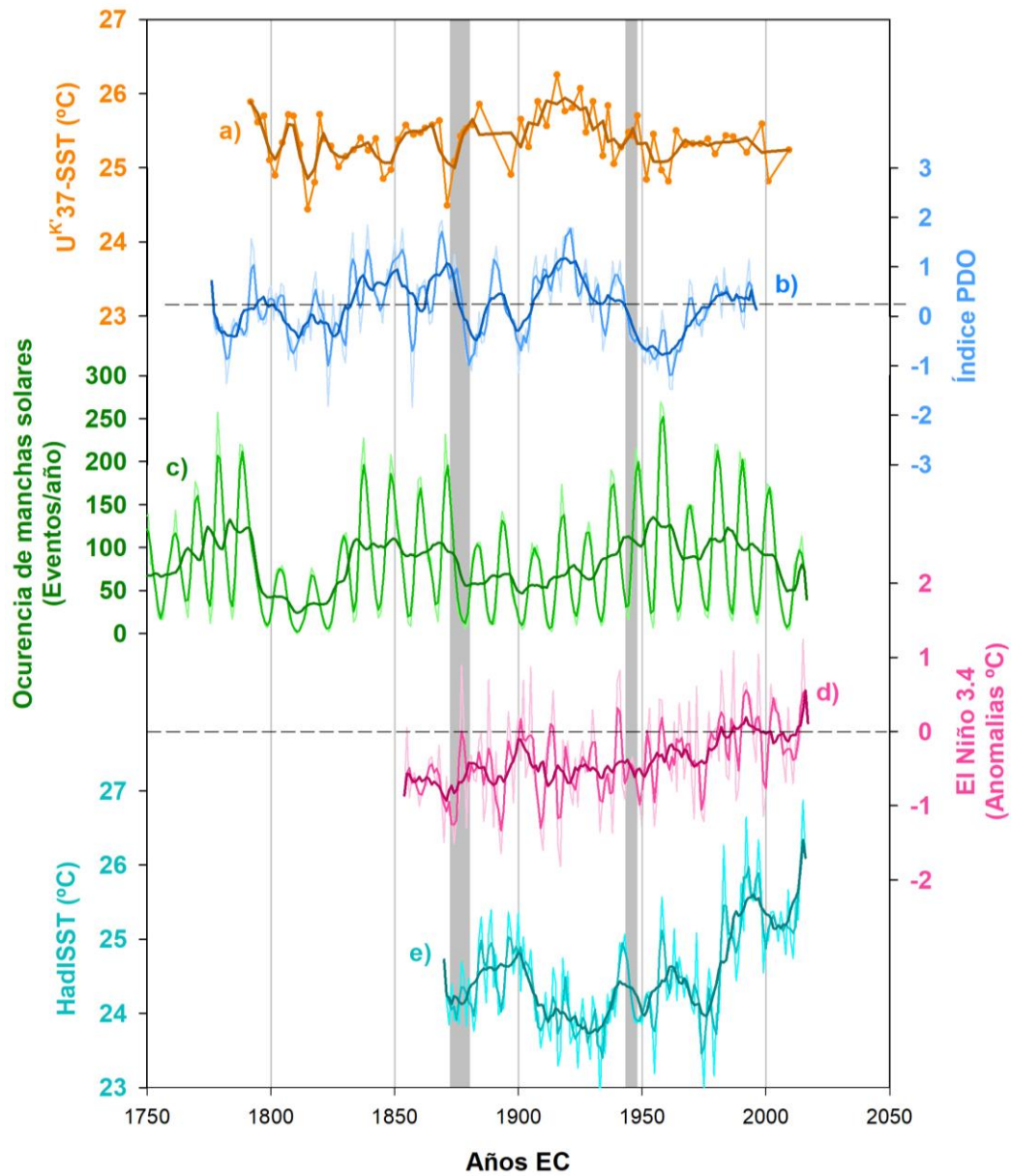


Figura 8. (a) SST reconstruida con alquenonas (U^K_{37} -SST; M.A. Sicre, no publ.) en registro DIPAL V-C33, (b) índice de Oscilación Decadal del Pacífico (Índice PDO; MacDonald y Case., 2005), (c) ocurrencia de manchas solares (SILSO data/image, Royal Observatory of Belgium, Brussels), (d) índice de El Niño 3.4 (ERSST v4, Absoluto; Huang et al., 2015) y (e) SST HadISST del cuadrante centrado en 25°N y 109°O (ERDDAP, Versión 1.80; Kennedy et al., 2011a y 2011b). Línea color claro en a) indica la resolución original del muestreo (~3 años); puntos indican las observaciones; línea oscura indica suavizado a 10 años. Líneas claras en b), c), d) y e) indican resolución anual; líneas color medio indican resolución a 3 años; líneas oscuras indican resolución a 10 años. Región sombreada en gris indica periodos anómalos de sedimentación para el registro DIPAL V-C33, descritos en Barbara et al. (2016).

relación clara entre ambos, ya que sólo son coherentes de forma directa en algunos periodos cortos del registro. Esto podría deberse a que la resolución de muestreo no permite definir claramente la variabilidad interanual, y que a escalas de tiempo mayor a la interanual, el efecto de El Niño puede verse enmascarado por otros forzamientos como la PDO y las variaciones en la irradiancia solar, y estos forzamientos pueden influir de forma más intensa, incluso a una escala interanual.

Por otro lado, la relación de U^{K}_{37} -SST con la irradiancia solar (Figura 8c), es congruente con estudios que sugieren una fuerte relación negativa entre registros de U^{K}_{37} -SST, en la Cuenca de Guaymas, con la insolación solar (Goñi et al. 2006). Estos autores proponen que, durante los periodos de incremento en el número de manchas solares, el aumento en la irradiancia solar provoca cambios en la circulación atmosférica. En la región del Pacífico nororiental, el incremento en la insolación provoca la migración del sistema de alta presión del Pacífico nororiental (North Pacific High, NPH) hacia el norte. Estos cambios dan lugar a un flujo más eficiente de los vientos del noroeste sobre la Cuenca de Guaymas, incrementando la ocurrencia de surgencias y enfriando las aguas superficiales de la región. Los resultados de U^{K}_{37} -SST del registro DIPAL V-C33 parecen sugerir lo mismo para la región sur del Golfo, donde un incremento en la irradiancia solar es simultáneo al decremento en U^{K}_{37} -SST, sugiriendo un flujo más eficiente de los vientos del noroeste sobre la boca del Golfo, propiciando la ocurrencia de surgencias en la región.

La clara relación entre la U^{K}_{37} -SST con el índice PDO (Figura 8b) sugiere que las variaciones de baja frecuencia de la SST del Pacífico norte ejercen un importante control sobre la temperatura superficial de la región sur del GdC. Durante una PDO positiva, el flujo de vientos alrededor del NPH mantienen una circulación ciclónica (Chhak y Di Lorenzo., 2007; Figura 9a), de esta manera, la circulación de vientos en el GdC se ve modificada fluyendo desde el SE, reduciendo la ocurrencia de surgencias y limitando a la productividad silíceo

(Lavín et al., 2003; Bordoni et al., 2004; Kahru et al., 2004; Lluch et al., 2010). Por otro lado, durante los periodos de una PDO negativa, los vientos del centro de alta presión se mantienen mayormente con un flujo anticiclónicos (Figura 9b), incidiendo en el Golfo desde el noroeste, similar a las condiciones invernales, donde los vientos intensos del noroeste, paralelos a la costa, incrementan la ocurrencia de surgencias enfriando la superficie oceánica (Lavín et al., 2003; Bordoni et al., 2004; Kahru et al., 2004; Lluch et al., 2010).

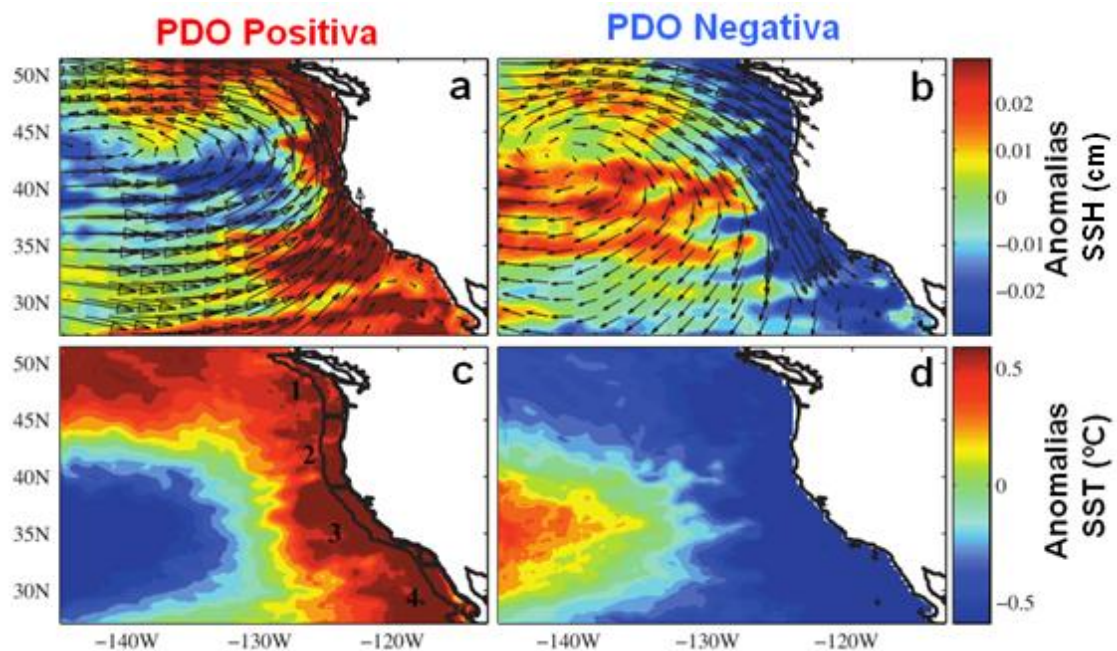


Figura 9. Anomalías de la altura de la superficie del mar (SSH; a y b), flujo del viento (Flechas color negro en a y b) y anomalías en la temperatura superficial del mar (SST; c y d) en la región del Pacífico nororiental. Regiones utilizadas en el estudio original (1-4), modificado de Chhak y Di Lorenzo, (2007).

5.1.1. Relación del contenido de ópalo biogénico con la SST.

El contenido en ópalo biogénico (SiB; Figura 10a) y la U_{37}^{K} -SST (Figura 10b) del núcleo DIPAL V-C33 no muestra una relación clara en alta resolución; en algunos periodos la relación es positiva y en otra inversa. Sin embargo, al

analizar esta relación a una escala decadal, el SiB mantiene una clara relación negativa, donde el SiB incrementa cuando la SST disminuye. En general, esta relación se encuentra dentro de lo esperado, donde la productividad primaria silíceo se ve favorecida durante los periodos de surgencias, cuando las aguas frías y ricas en nutrientes promueven la productividad primaria silíceo, mientras que, en periodos cálidos, indican bajas surgencias que limitan la productividad silíceo en el GdC. Estos resultados son congruentes con la relación de U_{37}^K -SST, PDO (Figura 10c) y manchas solares (Figura 10d) (Ver sección 1.3.), y a su vez, con lo observado en estudios previos donde periodos de surgencias proveen de nutrientes la zona superficial del océano, favoreciendo a la productividad primaria regional, incluyendo a la productividad primaria biosilíceo (ej. Bakun A., 1990; Barron y Bukry, 2007b; Espinoza y Valdez 2007; Deutsch et al., 2011). Es importante mencionar que algunas especies de fitoplancton, como cocolitofóridos y dinoflagelados, pueden estar mejor adaptadas a las condiciones oligotróficas y cálidas que pueden presentarse en el GdC, de ahí que la productividad primaria total pueda no estar asociada la productividad primaria silíceo (Ziveri y Thunell, 2000; Lluch et al., 2010; Parés-Sierra y O'Brien, 1989).

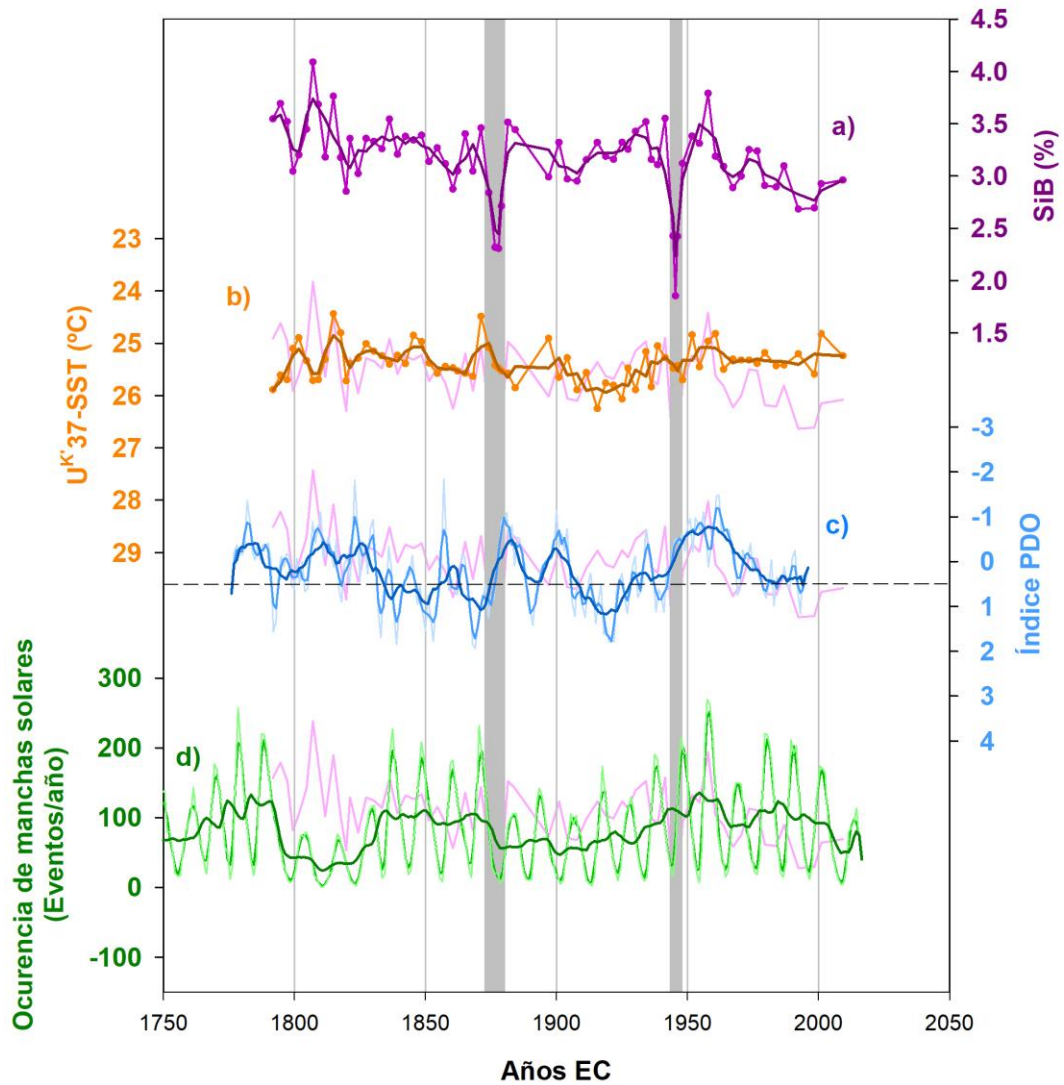


Figura 10. Núcleo DIPAL V-C33 (a) Contenido en sílice biogénico (SiB), (b) SST reconstruida con alquenonas (Invertido; $U^K 37\text{-SST}$; M.A. Sicre, no publ.), (c) índice de Oscilación Decadal del Pacífico (Invertido; Índice PDO; MacDonald y Case., 2005) y (d) ocurrencia de manchas solares (SILSO data/image, Royal Observatory of Belgium, Brussels). Líneas color claro en (a) y (b) indican resolución anual. Líneas color medio en las cuatro figuras indican la resolución a ~ 3 años, puntos indican las observaciones, líneas oscuras indican suavizado a ~ 10 años. Líneas color rosa claro en (b), (c) y (d) muestra el contenido en SiB en la resolución original (~ 3 años). Región sombreada en gris indica periodos anómalos de sedimentación para el registro DIPAL V-C33, descritos en Barbara et al. (2016).

5.2. Principales contribuyentes de Ópalo Biogénico

Con el propósito de entender mejor los principales grupos de organismos que controlan la acumulación de SiB en los sedimentos, se realizó un ejercicio con el registro DIPAL V-C33 que permite comparar los cambios en el contenido de SiB y la abundancia de diatomeas en los últimos ~240 años (Barbara, no publ.). Como es de esperarse, las variaciones del SiB en los sedimentos muestra una estrecha relación con la abundancia de diatomeas a todas las escalas de tiempo de este registro (Figura 11). La correlación de Spearman entre el contenido de SiB y abundancia de diatomeas fue significativa ($r = 0.564$, $p < 0.05$), mostrando que el contenido en SiB en los sedimentos del GdC refleja adecuadamente la productividad primaria de las diatomeas.

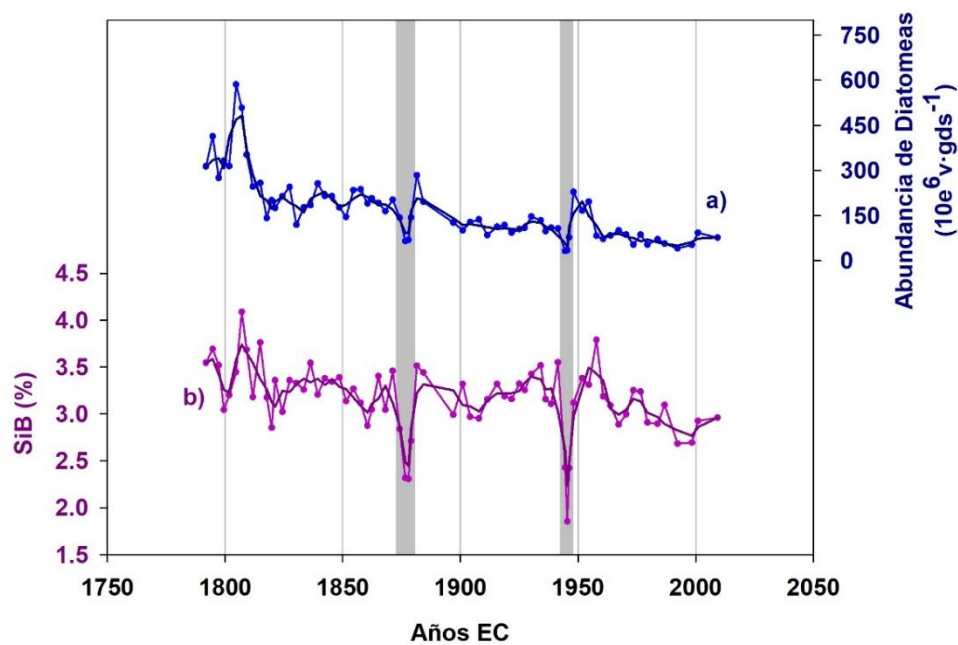


Figura 11. a) Abundancia de valvas de diatomeas ($10e^6$) por gramo de sedimento seco (Barbara, no publ.). b) Contenido en SiB (%). Todos para el registro DIPAL V-C33. Líneas color claro indican la resolución original (~3 años), puntos indican las observaciones, líneas oscuras indican suavizado a 10 años. Región sombreada en gris indica períodos anómalos de sedimentación para el registro.

Al analizar la relación del SiB sedimentario y la abundancia por géneros y especies de diatomeas, identificadas en el mismo registro, se encontró que el grupo mayormente asociado al comportamiento del SiB es el de esporas de *Chaetoceros spp.* (Figura 12b; Anexo I; $r = 0.555$, $p < 0.05$). Este grupo es el más abundante a lo largo del registro, entre 30% y 50% de la abundancia total, y posiblemente sea el principal contribuyente de SiB. La presencia de esporas de *Chaetoceros spp.* es asociada a las condiciones oceanográficas típicas que ocurren a finales del invierno e inicios de primavera, cuando la productividad se ve altamente favorecida en la región por los vientos intensos del noroeste y la presencia de surgencias en el GdC (Sancetta, 1995). Abundancias elevadas de este grupo en la columna de agua del Golfo fueron observadas en asociación de otros grupos de diatomeas del género *Bacteriastrium*, algunas especies del género *Thalassiosira* (ej. *T. Lineata* y *T. Pacifica*) y la especie *Fragilariopsis doliola* (Sancetta, 1995). Estas observaciones concuerdan con los resultados de este trabajo, ya que estos grupos presentan también una correlación alta y significativa con el contenido en SiB del núcleo DIPAL V-C33 (Anexo I).

El segundo grupo de diatomeas más abundante a lo largo del registro es el género *Nitzschia* (22.4% de abundancia total en el registro; Anexo I). Las abundancias de este género presentan variaciones muy similares al de esporas de *Chaetoceros spp.* y una correlación significativa con el SiB ($r = 0.464$, $p < 0.05$) (Figura 12b y 13c; Anexo I). Aunque comúnmente el género *Nitzschia* está asociado con condiciones frías típicas de surgencias en la región central del Golfo, se ha observado que la especie *N. Bicapita* puede presentar máximos también durante el verano, alcanzando hasta un 25% de abundancia relativa (Sancetta, 1995). Para investigar la ocurrencia de una posible sucesión de especies, que pudiera modificar la asociación del SiB con los periodos de surgencias en el GdC, se realizó una correlación móvil entre *Nitzschia spp.* y esporas de *Chaetoceros spp.* (Figura 12d). A lo largo del registro se observó que esta correlación móvil fue más cercana (~ 1) cuando dominaba las condiciones relativamente frías (Figura 12e). Por el contrario, durante los

periodos cálidos, la correlación fue baja, sugiriendo que ambos grupos no responden igualmente al incremento de temperatura, condición donde *Nitzschia spp.* parece ser favorecida. Es posible que algunas especies de este género puedan incrementar sus abundancias durante los periodos cálidos, sin embargo, estos eventos suceden cuando el contenido en SiB se ve relativamente limitado. De ser así, es posible que estas especies no influyan mucho en el aporte total de SiB, y que el incremento de SiB en el registro sedimentario se asocie mayormente con la ocurrencia de surgencias durante los periodos fríos en el GdC.

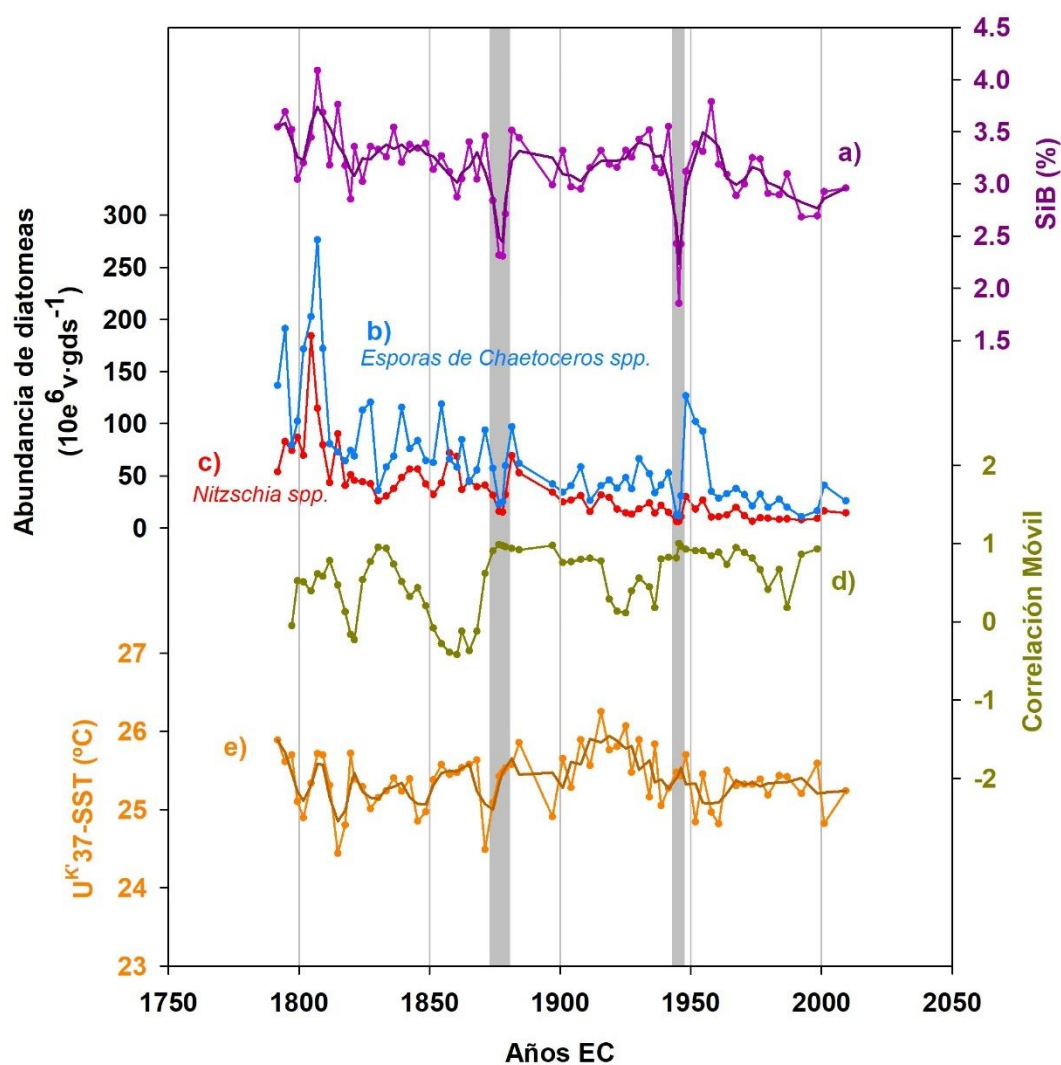


Figura 12. a) Contenido de %SiB. Abundancia absoluta de esporas de b) *Chaetoceros spp.* y c) *Nitzschia spp.* (L. Barbara, no publ.). d) Correlación Móvil entre *Nitzschia spp.* y esporas de *Chaetoceros spp.* e) Temperatura superficial del océano reconstruida (U^K_{37} -SST °C; M.A. Sicre, no publ.). Líneas con puntos indican la resolución original (~3 años), líneas sin puntos indican suavizado a 10 años. Región sombreada en gris indica periodos anómalos de sedimentación para el registro. Todo para el mismo registro sedimentario DIPAL V-C33.

5.3. Análisis de tendencia de acumulación de SiB a largo plazo: Holoceno

Para entender mejor la influencia de los principales forzamientos climáticos de baja frecuencia (ENSO, PDO e irradiancia solar), se analizaron los cambios en la acumulación de SiB separando diferentes periodos del Holoceno (variaciones seculares y mileniales). Para ello, se utilizaron tres registros sedimentarios de la región sur del Golfo de California (GdC), los registros MD02-2510 (Figura 13a) y DIPAL III-T43 (Figura 13b) de Cuenca Alfonso, y DIPAL IV-T56 (Figura 13c) de Cuenca Pescadero. Estos registros fueron comparados con los cambios en la frecuencia de ocurrencia de los eventos ENSO reconstruidos por los cambios en la sedimentación en laguna Pallacocha (Moy et al., 2002; Figura 13d); también se compararon con los cambios estimados en la temperatura superficial de la Corriente de California (CC; Friddell et al., 2003; Figura 13e). Por último, se realizó la comparación con la estimación de los cambios en la irradiancia solar a lo largo del Holoceno (Steinhilber et al., 2012; Figura 13f).

5.3.1. De los 11,200 a los 9,400 años AP.

A inicios del Holoceno (11.2 ka AP) (Figura 13, periodo A), el registro de SiB en MD02-2510 muestra que en Cuenca Alfonso la productividad primaria silícea incrementó. Esto sugiere un periodo de condiciones frías con una columna de agua débilmente estratificada que posiblemente favoreció la ocurrencia de surgencias en el Golfo. Esto fue coincidente con una baja actividad de ENSO en el Ecuador (Moy et al., 2002) y un enfriamiento de la CC (Friddell et al., 2003). Estas condiciones se reflejaron con un debilitamiento en la estratificación de la columna de agua de Bahía la Paz, B.C.S. (Álvarez et al., 2010) y un incremento en la productividad primaria silícea en el Golfo central (Cheshire y Thurow, 2013).

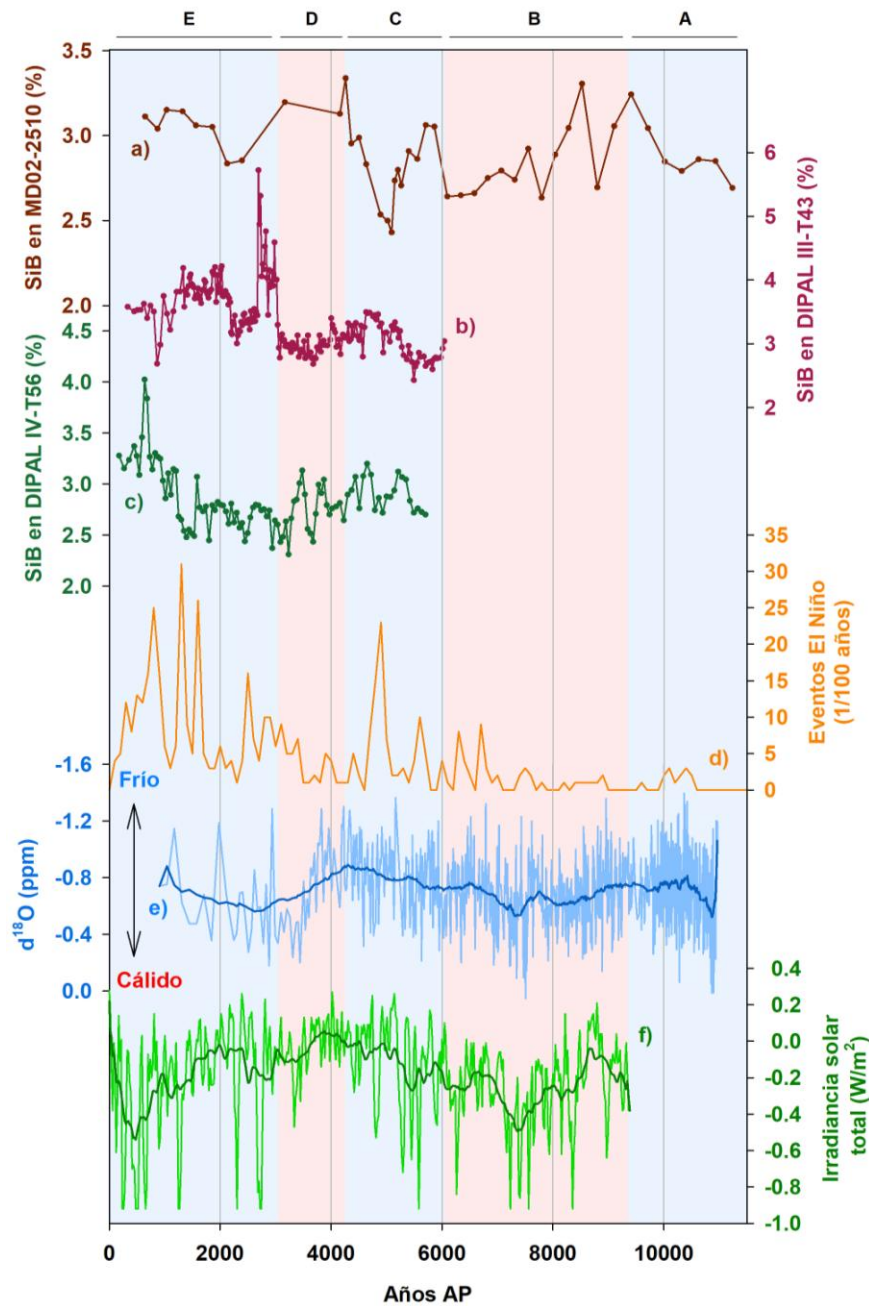


Figura 13. Contenido en SiB de los registros MD02-2510 (a), DIPAL III-T43 (b), DIPAL IV-T56 (c). Eventos EL Niño en el ecuador (d; Moy et al., 2002). Diferencia de $\delta^{18}\text{O}$ entre dos especies de foraminíferos, valores más negativos indican aguas más frías en la Corriente de California, valores cercanos al cero indican condiciones cálidas (e; $\delta^{18}\text{O}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{Neogloboquadrina pachyderma}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Globigerina bulloides}}$; Friddell et al., 2003). Producción de radiocarbono atmosférico (f; $\delta^{14}\text{C}$; Reimer et al., 2013) relacionado con la ocurrencia de manchas solares. Línea color claro en e) y f) muestran la resolución original, línea oscura muestra suavizado a ~500 años. Bandas de color rosa indican condiciones cálidas (Periodos B y D), bandas de color azul indican condiciones frías (Periodos A, C y E).

5.3.2. Del 9,400 a los 6,100 años AP.

Durante este periodo (Figura 13, periodo B), el registro de SiB en el núcleo MD02-2510 muestra una tendencia a disminuir sugiriendo una prevalencia de las condiciones cálidas en la boca del GdC, tipo El Niño, así como una baja intensidad de surgencias. Estos resultados son congruentes con los estudios de nanofósiles en Cuenca Alfonso, que reflejan una prevalencia de condiciones cálidas tipo El Niño entre los ~9 y ~6 ka AP (Staines et al., 2015). También, estudios previos han propuesto que estas condiciones sean el resultado de un debilitamiento de la CC y un incremento en los eventos de El Niño, propiciando la entrada de aguas tropicales al Golfo (Lavín et al., 2003; Kahru et al., 2004). Además, este periodo es sincrónico con un decremento en la radiación solar (Steinhilber et al., 2012) que pudo haber permitido el desplazamiento del centro de alta presión del Pacífico nororiental hacia el sur, dando lugar a un debilitamiento de los vientos sobre el GdC lo cual disminuyó las surgencias en la región (Goñi et al., 2006).

5.3.3. Del 6,100 a los 4,200 años AP.

A mediados del Holoceno (Figura 13, periodo C), los tres registros muestran una tendencia general al incremento en la acumulación de SiB. Este comportamiento sugiere que durante este periodo las condiciones tipo La Niña promovieron las surgencias que favorecieron la productividad primaria silíceá en Cuenca Alfonso. Este periodo es coincidente con un incremento gradual en la intensidad de la radiación solar (Steinhilber et al., 2012), favoreciendo las condiciones de surgencias en el GdC y coincidiendo con condiciones de sequías en norte América que comúnmente son asociadas a periodos fríos tipo La Niña (Menking y Anderson, 2003; Kirby et al., 2004) y una tendencia general al enfriamiento en la CC durante este periodo (Friddell et al., 2003).

5.3.4. Del 4,200 a los 3,000 años AP.

Durante este periodo (Figura 13, periodo D) la acumulación de SiB en los tres registros sedimentarios tiende a disminuir. Esto sugiere una persistencia de condiciones cálidas y baja intensidad de surgencias en el sur del GdC, coincidiendo con un incremento en la frecuencia de eventos de El Niño (Moy et al., 2002; Conroy et al., 2008), simultaneo a una reducción de la irradiancia solar (Steinhilber et al., 2012). Esto es congruente con condiciones más cálidas en el sistema de la CC (Friddell et al., 2003) así como con condiciones tipo El Niño para el GdC (Brito-Castillo et al., 2003; Barron et al., 2005; Pérez-Cruz, 2013; Barron et al., 2004; Staines et al., 2015).

5.3.5. De los 3,000 años AP al presente.

La tendencia de la CC (Friddell et al., 2003) (Figura 13, periodo E) y los diferentes estudios en el GdC coinciden que este periodo fue favorable para la ocurrencia de surgencias con aguas superficiales más frías (Douglas et al., 2007; Pérez-Cruz, 2013). Esto es congruente con el incremento de SiB en Cuenca Pescadero (DIPAL IV-T56). Sin embargo, en los registros de SiB de Cuenca Alfonso, DIPAL III-T43 y MD02-2510, esta tendencia es menos clara. A inicios de este periodo (~3 ka AP), el registro del SiB en el núcleo MD02-2510 muestra una tendencia a disminuir, con un mínimo a los ~2.2 ka AP, para posteriormente incrementar de forma similar al SiB de Cuenca Pescadero (DIPAL IV-C33). Las diferencias entre ambos registros podrían ser atribuidas a la menor resolución del registro MD02-2510 entre los 4.1 y 2.4 ka AP, que no captura toda la variabilidad evidente en los otros registros. Por otro lado, el SiB del registro DIPAL III-T43 muestra un abrupto incremento a inicios del periodo, que no se ve reflejado en los otros dos registros, a pesar de que MD02-2510 también es de Cuenca Alfonso. Como en el caso anterior, estas diferencias posiblemente son una consecuencia de las diferencias en la resolución de ambos registros, donde el núcleo corto registra eventos de corta duración que

no es posible resolver con el registro del MD02-2510. Después de los 2.6 ka AP, el SiB de DIPAL III-T43 tiende al incremento como los otros dos registros sedimentarios hasta los 1.3 ka AP, donde empieza a disminuir hasta terminar el registro. Una posibilidad para explicar este decremento podría ser el fuerte incremento en el aporte de sedimentos por parte del viento, pudiendo diluir la concentración del SiB en el mismo registro. Este evento fue observado y descrito en un estudio previo para el mismo registro DIPAL III-T43 (Pérez-Cruz, 2013), donde se indica que el incremento en el aporte detrítico se debió a un periodo de fuertes sequías en la región, asociadas a las condiciones frías tipo La Niña en el GdC, que permitieron el transporte de sedimentos a través del viento. La relación de la irradiancia solar (Steinhilber et al., 2012) con los registros de SiB no es clara para este periodo. Esto podría deberse al fuerte incremento en la variabilidad de la irradiancia solar, cuya influencia pudo verse enmascarada por otros forzamientos como los cambios en la PDO y el ENSO, los cuales si muestran una buena relación con los registros de SiB para el sur del GdC.

6. Conclusiones

Los resultados del presente estudio sugieren que la variabilidad del SiB en el registro sedimentario está fuertemente asociado a la abundancia de diatomeas, en particular por las especies que responden a los periodos de surgencia en la región sur del Golfo de California (GdC).

El comportamiento de la productividad silícea en la superficie, y a su vez, el flujo del SiB a los sedimentos del fondo marino responden a las fluctuaciones de la Oscilación decadal del Pacífico (PDO) y de la irradiancia solar (manchas solares), forzamientos climáticos que influyen en la oceanografía del GdC. Durante las fases negativas de la PDO y/o un incremento en la irradiancia solar parecen favorecer la ocurrencia de surgencias en el Golfo, promoviendo el aporte de nutrientes a la superficie e incrementando la producción silícea en la región. En contraste, durante las fases positivas de la PDO y/o un decremento en la irradiancia solar, los cambios en la circulación atmosférica limitan la ocurrencia de surgencias en el Golfo, permitiendo el calentamiento de la superficie oceánica y disminuyendo la producción silícea en la boca del GdC.

Además de los forzamientos climáticos, se observó una disminución en la concentración de SiB, durante periodos cortos asociados a un efecto de dilución debido al incremento en el aporte detrítico continental hacia las Cuencas Farallón, Pescadero y Alfonso. El incremento de detritos continentales puede ser ocasionados por condiciones donde las descargas de ríos o transporte por vientos es favorecido.

El SiB puede ser un excelente proxy paleoceanográfico que refleje los cambios en la productividad primaria silícea sostenida por diatomeas, fuertemente controladas por la ocurrencia de surgencias en el GdC.

La paleoproductividad silícea en la región sur del Golfo de California durante el holoceno se puede dividir en 5 periodos; 1) de los 11.2 a los 9.4 ka AP, donde las condiciones frías tipo La Niña dominaron la región, con un incremento en la

ocurrencia de surgencias que favorecieron a la productividad silíceea del Golfo, 2) de los 9.4 a los 6.1 ka AP, donde la ocurrencia de surgencias disminuyó, limitando la productividad silíceea en la región sur del Golfo, donde dominaron las condiciones cálidas tipo El Niño; 3) de los 6.1 a los 4.2 ka AP, periodo caracterizado por un incremento en la ocurrencia de surgencias que promovieron las condiciones tipo La Niña y favorecieron a la productividad primaria silíceea en Cuenca Alfonso; 4) de los 4.2 a los 3 ka AP, donde las surgencias se vieron limitadas, afectando la productividad silíceea y permitiendo el establecimiento de condiciones tipo El Niño; y 5) de los 3 ka AP al presente, donde la variabilidad climática fue relativamente elevada, con intervalos cálidos de surgencias limitadas y fríos con mayor ocurrencia de surgencias, donde la productividad primaria silíceea respondió a los cambios oceanográficos de la región.

7. Referencias

- Álvarez, M. C., Flores, J. A., Sierro, F. J., & Molina-Cruz, A. (2010). The coccolithophore record for the last 11 000 years in the Gulf of California. *Journal of Marine Systems*, 80 (3), 184–190.
- Álvarez, S. L. G., M. R. Stevenson y B. Wyatt. (1978). Circulacion y masas de agua en la región de la boca del Golfo de California en la primavera de 1970. *Ciencias Marinas*, 5(1):57-69.
- Alvarez-Borrego, S. & Lara-Lara, J. (1991). The physical environment and primary productivity of the Gulf of California. In: Simoneit, B., Dauphin, J. (Eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 47, 55–568.
- Alvarez-Borrego, S. y R. Schwartzlose. (1979). Masas de agua del Golfo de California. *Ciencias Marinas*, 6(1-2):43-63.
- Alvarez-Borrego, S., (1983). Gulf of California in *Estuaries and Enclosed Seas*. B. H. Ketchum (eds.), Elsevier, Amsterdam, 500pp.
- Argote, M. L. A. Amador y C. Morales, (1985). Variación estacional de la estratificación en la región norte del Golfo de California. En: J. Urrutia-Fucugauchi y J. F. Valdés-Galindo (eds.), *Memoria de la Reunión Anual 1985. Unión Geofísica Mexicana*, A. C., México, D. F. 437 pp.
- Argote, M. L., Amador, A., Lavín, M. F., & Hunter, J. R. (1995). Tidal dissipation and stratification in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 100(C8), 16103-16118.
- Arias, P. A., R. Fu, & Mo, K. C. (2012). Decadal variation of rainfall seasonality in the North American monsoon region and its potential causes. *J. Climate*, 25, 4258–4274.
- Bakun A (1990), *Global Climate Change and Intensification of Coastal Ocean Upwelling*. *Sci. New Ser.*, 247, 198–201.
- Barbara, L., Schmidt, S., & Fucugauchi, J. U. (2016). Fuerte River floods, an overlooked source of terrigenous sediment to the Gulf of California. *Continental Shelf Research*, 128, 1-9.
- Barron, J. A., & Bukry, D. (2007a). Development of the California Current during the past 12,000 yr based on diatoms and silicoflagellates. *Current*, 248, 313 - 338.
- Barron, J. A., & Bukry, D. (2007b). Solar forcing of Gulf of California climate during the past 2000 yr suggested by diatoms and silicoflagellates. *Marine Micropaleontology*, 62, 115 - 139.
- Barron, J. A., Bukry, D., & Bischoff, J. L. (2003). A 2000-yr-long record of climate from the Gulf of California. In: West, G.J., Blomquist, N.L. (Eds.),

- Proceedings of the 19th PACLIM Workshop, Asilomar, CA, March 3–6, (2002), Technical Report 71 of the Interagency Ecological Program for the San Francisco Estuary, 11–21.
- Barron, J. A., Bukry, D., & Bischoff, J. L. (2004). High resolution paleoceanography of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15 000 years. *Marine Micropaleontology*, 50, 185-207.
- Barron, J. A., Bukry, D., & Dean, W. E. (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 (3–4), 81–102.
- Barron, J.A., y Anderson, L. (2011). Enhanced Late Holocene ENSO/PDO expression along the margins of the eastern North Pacific. *Quaternary International*, 235(1-2), 3-12.
- Bates, C. D., Coxon, P., & Gibbard, P. L. (1978). A new method for the preparation of clay rich sediment samples for palynological investigation. *New phytologist*, 81(2), 459-463.
- Baumgartner, T. R. (1987). High resolution paleoclimatology from the varved sediments of the Gulf of California (Doctoral dissertation).
- Baumgartner, T.R., & Christensen, N. Jr. (1985). Coupling of the Gulf of California to large-scale interannual climatic variability. *Journal of Marine Research*, 43, 825–848.
- Beaufort, L. (2002). MD126-IMAGES VIII Marges Ouest Nord Américaines MONA Cruise Report. Institut Paul Emile Victor, Plouzané, France.
- Beaufort, L., & Grelaud, M. (2017). A 2700-year record of ENSO and PDO variability from the Californian margin based on coccolithophore assemblages and calcification. *Progress in Earth and Planetary Science*, 4(1), 5.
- Berger, A., & Loutre, M. F. (1991). Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 10(4), 297-317.
- Bernal, G., Ripa, P., & Herguera, J. C. (2001). Oceanographic and climatic variability in the lower Gulf of California: Links with the tropics and North Pacific. *Ciencias Marinas*, 27(4), 595-617.
- Blaauw, M. (2010). Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*, 5, 512-518.
- Bordoni, S., Ciesielski, P. E., Johnson, R. H., Mcnoldy, B. D., & Stevens, B. (2004). The low-level circulation of the North American Monsoon as revealed by QuikSCAT. *Geophysical Research Letters*, 31, 2-5.
- Bray, N. A. (1988). Water mass formation in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 93, 9233–9240.

- Bray, N. A., & Robles, J. M. (1991). Physical oceanography of the Gulf of California. In: Simoneit, B., Dauphin, J. (Eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 47, 511–553.
- Brito-Castillo, L., Díaz-Castro, S., Salinas-Zavala C. A., & Douglas, A. V. (2003). Reconstruction of long-term winter stream flow in the Gulf of California continental water-shed. *Journal of Hydrology*, 278, 39–50.
- Calvert, S. E. (1966). Accumulation of diatomaceous silica in the sediments of the Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 77, 569–596.
- Cannariato, G. K. y J. P. Kennet. (1999). Climatically related millennial-scale fluctuations in strength of California margin oxygen-minimum zone during the past 60 k.y. *Geology*. 27(11): 975- 978.
- Castro, R., Mascarenhas, A. S. J., Durazo, R., & Collins, C. A. (2000). Seasonal variation of the temperature and salinity at the entrance of the Gulf of California, Mexico. *Ciencias Marinas*, 26, 561–568.
- Cheshire, H., & Thurow, J. (2013). High-resolution migration history of the Subtropical High/Trade Wind system of the northeastern Pacific during the last ~55 years: Implications for glacial atmospheric reorganization. *Paleoceanography*, 28(2), 319–333.
- Cheshire, H., Thurow, J., & Nederbragt, A. J. (2005). Late Quaternary climate change record from two long sediment cores from Guaymas Basin, Gulf of California. *Journal of Quaternary Science*, 20(5), 457–469.
- Chhak, K., & Di Lorenzo, E. (2007). Decadal variations in the California Current upwelling cells. *Geophysical Research Letters*, 34(14), 1–6.
- Collins, C. A., Garfield, N., Mascarenhas, A. S., Spearman, M. G., & Rago, T. A. (1997). Ocean currents across the entrance to the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102(C9), 20927-20936.
- Conroy, J. L., Overpeck, J. T., Cole, J. E., Shanahan, T. M., & Steinitz-Kannan, M. (2008). Holocene changes in eastern tropical Pacific climate inferred from a Galápagos lake sediment record. *Quaternary Science Reviews*, 27(11), 1166-1180.
- De Diego T. A. (1998). Oxygen-related biofacies in slope sediment from western Gulf of California, Mexico. Master's thesis, University of Southern California.
- Denis, D., Crosta, X., Barbara, L., Massé, G., Renssen, H., Ther, O., & Giraudeau, J. (2010). Sea ice and wind variability during the Holocene in East Antarctica: insight on middle–high latitude coupling. *Quaternary Science Reviews*, 29(27), 3709-3719.

- Deutsch, C., Brix, H., Ito, T., & Thompson, L. (2011). Ocean Hypoxia, *Science*, 333, 336–339.
- Douglas, R. G. (2001). Modern Biogenic Sediments in the Gulf of California: AIMAC Short Course Notes. Universidad Autonoma de Baja California.
- Douglas, R., Gonzalez-Yajimovich, O., Ledesma-Vazquez, J., & Staines-Urias, F. (2007). Climate forcing, primary production and the distribution of Holocene biogenic sediments in the Gulf of California. *Quaternary Science Reviews*, 26(1–2), 115–129.
- Ducklow H. W., Steinberg D. K., & Buesseler K. O. (2001). Upper ocean carbon export and the biological pump. *Oceanography*, 14(4), 50-58.
- Emery, W., & Hamilton, K. (1985). Atmospheric forcing of interannual variability in the northeast Pacific Ocean: connections with El Niño. *Journal of Geophysical Research*, 90, 857–868.
- Escalante F., Valdez-Holguín J. E., Álvarez-Borrego S., & Lara-Lara J. R (2013). Temporal and spatial variation of sea surface temperature, chlorophyll a and primary productivity in the Gulf of California. *Cienc. Mar.* 39, 203–215.
- Espinosa-Carreón, T. L., & Valdez-Holguín, E. (2007). Variabilidad interanual de clorofila en el Golfo de California. *Ecología Aplicada*, 6(1-2), 83-92.
- Falkowski, P. G. (2002). The ocean's invisible forest. *Scientific American*, 287(2), 54–61.
- Ford, H. L., Ravelo, A. C., & Polissar, P. J. (2015). Reduced El Niño–Southern Oscillation during the Last Glacial Maximum. *Science*, 347(6219), 255–258.
- Friddell, J. E. (2003). Increased northeast Pacific climatic variability during the warm middle Holocene. *Geophysical Research Letters*, 30(11), 1–4.
- Goni, M. A., Thunell, R. C., Woodworth, M. P., & Müller Karger, F. E. (2006). Changes in wind driven upwelling during the last three centuries: Interocean teleconnections. *Geophysical research letters*, 33(15).
- Goñi, M. A., Hartz, D. M., Thunell, R. C., & Tappa, E. (2001). Oceanographic considerations in the application of the alkenone-based paleotemperature Uk37 index in the Gulf of California. *Geochim. Cosmochim.* 65, 545–557.
- Harrison, S. P., Kutzbach, J., Liu, Z., & Bartlein, P. (2003). Mid-Holocene climates of the Americas : a dynamical response to changed seasonality. *Climate Dynamics*, 20(7), 663–688.
- Haug, G. H. (2001). Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene. *Science*, 293(5533), 1304–1308. <https://doi.org/10.1126/science.1059725>

- Hegerl, G., Crowley, T., Hyde, W., & Frame, D. (2006). Climate sensitivity constrained by temperature reconstructions over the past seven centuries. *Nature*, 440, 1029–1032.
- Herbert, T. D., Schuffert, J. D., Andreasen, D., Heusser, L., Lyle, M., Mix, A., Ravelo, A. C., Stott, L. D., & Herguera, J. C. (2001). Collapse of the California Current during glacial maxima linked to climate change on land. *Science*, 293(5527), 71–76.
- Herguera, J. C., Franco, G. B., & Cruz, A. M. (2003). Decadal surface ocean variability in the lower Gulf of California: records for the past 300 years. *Geofísica Internacional*, 42(3), 397–406.
- Herrera-Cervantes, H., Lluch-Cota, D. B., Lluch-Cota, S. E., & Gutiérrez de Velasco, G. (2007). The ENSO signature in sea-surface temperature in the Gulf of California. *Journal of Marine Research*, 65, 589–605.
- Higgins, R. W., & Shi, W. (2000). Dominant factors responsible for interannual variability of the summer monsoon in the southwestern United States, *J. Climate*, 13, 759–776.
- Huang, B., Banzon, V. F., Freeman, E., Lawrimore, J., Liu, W., Peterson, T. C., & Zhang, H. M. (2015). Extended reconstructed sea surface temperature version 4 (ERSST. v4). Part I: upgrades and intercomparisons. *Journal of climate*, 28(3), 911–930.
- Juillet-Leclerc, A., & Schrader, H. (1987). Variations of upwelling intensity recorded in varved sediment from the Gulf of California during the past 3,000 years. *Nature*, 329(6135), 146–149.
- Kahru, M., Marinone, S. G., Lluch-Cota, S. E., Parés-Sierra, A., & Mitchell, G. B. (2004). Ocean- color variability in the Gulf of California: scales from days to ENSO. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 51 (1), 139–146.
- Kamykowski, D. Z. and D. J. Zentara. (1990). Hypoxia in the world ocean as recorded in the historical data set. *Deep-Sea Research*, 37: 1861–1874.
- Kemp, A. E., Pike, J., Pearce, R. B., & Lange, C. B. (2000). The “Fall dump”—a new perspective on the role of a “shade flora” in the annual cycle of diatom production and export flux. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 47(9), 2129–2154.
- Kennedy, J. J., Rayner, N. A., Smith, R. O., Parker, D. E., & Saunby, M. (2011a). Reassessing biases and other uncertainties in sea surface temperature observations measured in situ since 1850: 1. Measurement and sampling uncertainties. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D14).
- Kennedy, J. J., Rayner, N. A., Smith, R. O., Parker, D. E., & Saunby, M. (2011b). Reassessing biases and other uncertainties in sea surface

- temperature observations measured in situ since 1850: 2. Biases and homogenization. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D14).
- Kennett, D. J., Kennett, J. P., Erlandson, J. M., & Cannariato, K. G. (2007). Human responses to Middle Holocene climate change on California's Channel Islands. *Quaternary Science Reviews*, 26, 351–367.
- Kirby, M. E., Poulsen, C. J., Lund, S. P., Patterson, W. P., Reidy, L., & Hammond, D. E. (2004). Late Holocene lake level dynamics inferred from magnetic susceptibility and stable oxygen isotope data: Lake Elsinore, southern California (USA). *Journal of Paleolimnology*, 31(3), 275–293.
- Koutavas, A., & Joanides, S. (2012). El Niño–Southern Oscillation extrema in the Holocene and Last Glacial Maximum. *Paleoceanography*, 27(4).
- Koutavas, A., Lynch-Stieglitz, J., Marchitto, T., & Sachs, J. (2002). El Niño-like pattern in ice age tropical Pacific sea surface temperature. *Science*, 296, 226–230.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C. M., & Levrard, B. (2004). A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*, 428, 261–285.
- Lavín, M. F., & Organista, S. (1988). Surface heat flux in the northern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 93(C11), 14033–14038.
- Lavín, M. F., E. Beier y A. Badan. (1997). Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: Escalas estacional e interanual. En: Lavín, M. F. (ed.). *Contribuciones a la Oceanografía Física en México. Monografía N° 3*. pp. 141–171.
- Lavín, M. F., Gaxiola Castro, G., Robles, J. M., & Richter, K. (1995). Winter water masses and nutrients in the northern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 100(C5), 8587–8605.
- Lavín, M. F., Palacios-Hernández, E., & Cabrera, C. (2003). Sea surface temperature anomalies in the Gulf of California. *Geofísica Internacional*, 42, 363–375.
- Lavín, M. F., Gaxiola-Castro, G., Robles, J. M., (1995). Winter water masses and nutrients in the northern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research* 100 (C5), 8587–8605.
- Leduc, G., C. T. Herbert, T. Blanz, P. Martinez and R. Schneider (2010). Contrasting evolution of sea surface temperature in the Benguela upwelling system under natural and anthropogenic climate forcings. *Geophysical Research Letters* 37(20), L20705.

- Li, Y. H., Menviel, L., & Peng, T. H. (2006). Nitrate deficits by nitrification and denitrification processes in the Indian Ocean. *Deep-Sea Research*, 53, 94–110.
- Lluch-Cota, S. E., Aragón-Noriega, E. A., Arreguín-Sánchez, F., Auriol-Gamboa, D., Bautista-Romero, J. J., Brusca, R. C., Cervantes-Duarte, R., Cortéz-Altamirano, R., Del-Monte-Luna, P., Esquivel-Herrera, A., Fernández, G., Hendrickx, M. E., Hernández-Vázquez, S., Herrera-Cervantes, H., Kahru, M., Lavín, M., Lluch-Belda, D., Lluch-Cota, D. B., López-Martínez, J., Marinone, S. G., Nevárez-Martínez, M. O., Ortega-García, S., Palacios-Castro, E., Parés-Sierra, A., Ponce-Díaz, G., Ramírez-Rodríguez, M. E., Salinas-Zavala, C. A., Schwartzlose, R. A., & Sierra-Beltrán, P. A. (2007). The Gulf of California: review of ecosystem status and sustainability challenges. *Progress in Oceanography*, 73, 1–26.
- Lluch-Cota, S. E., Parés-Sierra, A., Magaña-Rueda, V. O., Arreguín-Sánchez, F., Bazzino, G., Herrera-Cervantes, H., & Lluch-Belda, D. (2010). Changing climate in the Gulf of California. *Progr. Oceanogr.*, 87, 114–126.
- MacDonald, G. M., & Case, R. A. (2005). Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium. *Geophysical Research Letters*, 32(8), 1–4.
- McClymont, E. L., Ganeshram, R. S., Pichevin, L. E., Talbot, H. M., Van Dongen, B. E., Thunell, R. C., ... Valdes, P. J. (2012). Sea-surface temperature records of Termination 1 in the Gulf of California: Challenges for seasonal and interannual analogues of tropical Pacific climate change. *Paleoceanography*, 27(2), 1–15.
- Mann, M. E., Schmidt, G. A., Ammann, C. M., Buckley, B. M., Cobb, K. M., Esper, J., Goosse, H., Graham, N., Jansen, E., Kiefer, T., Kull, C., Kuttel, M., Mosley-Thompson, E., Overpeck, J. T., Riedwyl, N., Schulz, M., Tudhope, A. W., Villalba, R., Wanner, H., Wolff, E., & Xoplaki, E. (2009). High-resolution palaeoclimatology of the last millennium: a review of current status and future prospects. *The Holocene*, 19, 3–49.
- Mantua, N. J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J. M., & Francis, R. C. (1997). A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 1069–1079.
- Marchitto, T. M., Muscheler, R., Ortiz, J. D., Carriquiry, J. D., & Van Geen, A. (2010). Dynamical response of the tropical Pacific Ocean to solar forcing during the early Holocene. *Science*, 330(6009), 1378-1381.
- Martin, J. H. (1990). Glacial-interglacial CO₂ change: The iron hypothesis, *Paleoceanography*, 5, 1-13.
- Martínez-López, A., Álvarez-Gómez, I. G., & Durazo, R. (2012). Climate Variability and Silicoflagellate Fluxes in Alfonso Basin (Southern Gulf of California). *Botánica Marina*, 55, 177-185.

- Martinez-Ruiz, F., Paytan, A., Kastner, M., Gonzalez-Donoso, J. M., Linares, D., Bernasconi, S. M., & Jimenez-Espejo, F. J. (2003). A comparative study of the geochemical and mineralogical characteristics of the S1 sapropel in the western and eastern Mediterranean. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 190, 23–37.
- Menking, K. M., & Anderson, R. Y. (2003). Contributions of La Niña to middle Holocene drought and late Holocene moisture in the American Southwest. *Geology*, 31(11), 937–940.
- Merrifield, M. A., & Winant, C. D. (1989). Shelf circulation in the Gulf of California: A description of the variability. *Journal of Geophysical Research*, 94, 18133–18160.
- Metcalf, S. E., Barron, J. A., & Davies, S. J. (2015). The Holocene history of the North American Monsoon: ‘known knowns’ and ‘known unknowns’ in understanding its spatial and temporal complexity. *Quaternary Science Reviews*, 120, 1–27.
- Minobe, S. (1997). A 50–70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 683–686.
- Moffitt, S. E., Moffitt, R. A., Sauthoff, W., Davis, C. V., Hewett, K., & Hill, T. M. (2015). Paleoceanographic insights on recent oxygen minimum zone expansion: Lessons for modern oceanography. *PLoS ONE*, 10(1), 1–39.
- Monreal-Gómez, M. A., Molina-Cruz, A., & Salas-de-León, D. A. (2001). Water masses and cyclonic circulation in Bay of La Paz, Gulf of California, during June 1998. *Journal of Marine Systems*, 30, 305–315.
- Mortlock, R. A., & Froelich, P. N. (1989). A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep-Sea Research. Part A. Oceanographic Research Papers*, 36(9A), 1415–1426.
- Moy, C. M., Seltzer, G. O., Rodbell, D. T., & Anderson, D. M. (2002). Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial time scale during the Holocene epoch. *Nature*, 420, 162–165.
- Nava-Sánchez, E. H., Gorsline, D. S., & Molina-Cruz, A. (2001). The Baja California Peninsula Borderland: structural and sedimentological characteristics. *Sedimentary Geology*, 144, 63–82.
- Paden, C. A., Abbott, M. R., & Winant, C. D. (1991). Tidal and atmospheric forcing of the upper ocean in the Gulf of California: 1. Sea surface temperature variability. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 96(C10), 18337–18359.
- Pahnke, K., Sachs, J. P., Keigwin, L., Timmermann, A., & Xie, S. P. (2007). Eastern tropical Pacific hydrologic changes during the past 27,000 years from D/H ratios in alkenones. *Paleoceanography*, 22(4).

- Palmer, W. C. (1968). Keeping track of crop moisture conditions, nationwide: The new crop moisture index. *Weatherwise*, 21, 156-161.
- Paytan, A. (2009). Ocean Paleoproductivity. In V. Gornitz (Ed.) *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. 644–651.
- Pegau, S., Boss, E., & Martinex, A. (2002). Ocean color observations of eddies in the Gulf of California during the summer. *Geophysical Research Letters*, 29(9), 1029–1031.
- Pérez-Cruz, L. (2006). Climate and ocean variability during the middle and late Holocene recorded in laminated sediments from Alfonso Basin, Gulf of California, Mexico. *Quaternary Research*, 65(3), 401–410.
- Pérez-Cruz, L. (2013). Hydrological changes and paleoproductivity in the Gulf of California during middle and late Holocene and their relationship with ITCZ and North American Monsoon variability. *Quaternary Research*, 79(2), 138–151.
- Pérez-Cruz, L. L. and M. L. Machain-Castillo. (1990). Benthic foraminifera of the oxygen minimum zone, continental shelf of the Gulf of the Tehuantepec, Mexico. *Journal Foraminiferal of Research*. 20: 312-325.
- Pérez-Cruz, L., & Urrutia-Fucugauchi, J. (2010). Characterization of distal turbidites in marine sedimentary sequences using magnetic mineral data and factor analysis of microfossils assemblages. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 54(4), 595–606.
- Pichevin, L. E., Ganeshram, R. S., Geibert, W., Thunell, R., & Hinton, R. (2014). Silica burial enhanced by iron limitation in oceanic upwelling margins. *Nature Geoscience*, 7(7), 541–546.
- Pichevin, L., Ganeshram, R. S., Reynolds, B. C., Prahl, F., Pedersen, T. F., Thunell, R., & McClymont, E. L. (2012). Silicic acid biogeochemistry in the Gulf of California: Insights from sedimentary Si isotopes. *Paleoceanography*, 27(2).
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., ... & Grootes, P. M. (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1869-1887.
- Robles, J. M., & Marinone, S. G. (1987). Seasonal and interannual thermohaline variability in the Guaymas Basin of the Gulf of California. *Continental Shelf Research*, 7(7), 715-733.
- Roden, G. I. (1964). Oceanographic aspects of the Gulf of California. In: Van Andel, T. H., and Shor, G. G., eds., *Marine geology of the Gulf of California: A symposium*, 3, Tulsa, Oklahoma, AAPG Memoir, 30-58.
- Roden, G. I. y G. W. Groves, (1959). Recent oceanographic investigations in the Gulf of California. *J. Mar. Res.*, 18(1):10-35.

-
- Rosell Melé, A., Bard, E., Emeis, K. C., Grimalt, J. O., Müller, P., Schneider, R., ... & Freeman, K. (2001). Precision of the current methods to measure the alkenone proxy U37K' and absolute alkenone abundance in sediments: Results of an interlaboratory comparison study. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(7).
- Salinas-Zavala, C. A., Lluch-Belda, D., Hernandez-Vazquez, S. & Lluch-Cota, D. B. (1998). La Aridez en el Noroeste de Mexico: un análisis de su variabilidad espacial y temporal. *Atmosfera*, 11, 29-44.
- 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.
- Santamaria-del-Angel, E., Alvarez-Borrego, S., (1994). Gulf of California biogeographic regions based on coastal zone color scanner imagery. *Journal of Geophysical Research* 99 (C4), 7411–7421.
- Sarmiento, J. L., T. D. Herbert, and J. R. Toggweiler, (1988). Causes of anoxia in the world ocean, *Global Biogeochem. Cycles*, 2(2), 115–128.
- Schwing, F. B., Murphree, T. & Green, P. (2002). The Northern Oscillation Index (NOI): A New Climate Index for the Northeast Pacific. *Progress in Oceanography*, 53, 115-139.
- Shindell, D. T., Schmidt, G. A., Mann, M. E., Rind, D., Waple, A. (2001). Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum. *Science* 294, 2149–2152.
- Sigman D., B., & Hain, M. P. (2012). The Biological Productivity of the Ocean. *Nature Education*, 3(6), 1–16.
- SILSO, World Data Center - Sunspot Number and Long-term Solar Observations, Royal Observatory of Belgium, on-line Sunspot Number catalogue: <http://www.sidc.be/SILSO/>, 'year(s)-of-data'.
- Solanki, S. K., Usoskin, I. G., Kromer, B., Schussler, M., & Beer, J. (2004). Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature*, 431(7012), 1084.
- Staines-Urías, F., González-Yajimovich, O., & Beaufort, L. (2015). Reconstruction of past climate variability and ENSO-like fluctuations in the southern Gulf of California (Alfonso Basin) since the last glacial maximum. *Quaternary Research (United States)*, 83(3), 488–501.
- Steinhilber, F., Abreu, J. A., Beer, J., Brunner, I., Christl, M., Fischer, H., ... Wilhelms, F. (2012). 9,400 Years of Cosmic Radiation and Solar Activity From Ice Cores and Tree Rings. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(16), 5967–5971.

- Stott, L., Poulson, C., Lund, S., & Thunell, R. (2002). Super ENSO and global climate oscillations at millennial time scales. *Science*, 297, 222–226.
- Stramma, L., Johnson G.L., Sprintall, J. & Mohrholz V. (2008). Expanding Oxygen-Minimum Zones in the Tropical Oceans. *Science* 320, 655, doi: 10.1126/science.1153847
- Strickland, J. D. H., & T. R. Parson (1972). A Practical Handbook of Seawater Analysis. *Journal Fisheries Research Canada Bulletin*, 167, 263–266.
- Stuiver, M. (1961). Variations in radiocarbon concentration and sunspot activity. *Journal of Geophysical Research*, 66(1), 273-276.
- Takahashi, K., Fujitani, N. & Yanada, N. (2002). Long term monitoring of particle fluxes in the Bering Sea and the central subarctic Pacific Ocean, 1990–2000. *Prog. Oceanogr.*, 55, 95–112.
- Thunell, R. (1998). Seasonal and annual variability in particle fluxes in the Gulf of California: A response to climate forcing. *Deep-Sea Research Part I*, 45, 2059–2083.
- Thunell, R. C., C. H. Pilskaln, E. Tappa, & L. R. Sautter (1994). Temporal variability in sediment fluxes in the San Pedro Basin, Southern California Bight, *Cont. Shelf Res.*, 14, 333–352.
- Thunell, R. C., Sancetta, C., Murray, D., Pride, C., Ziveri, P. & Muller-Karger, F. (1996). Plankton response to physical forcing in the Gulf of California. *J. Plankton Res.*, 18, 2017–2026.
- Torres-Orozco, E. (1993). Análisis volumétrico de las masas de agua del Golfo de California. CICESE, Ensenada, BC México.
- Tribovillard, N., Algeo, T. J., Lyons, T., & Riboulleau, A. (2006). Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. *Chemical Geology*, 232(1–2), 12–32. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.02.012>
- Valdez Hernández, M. (2015). Respuesta de los foraminíferos bentónicos a la Variabilidad climática Y Oceánica durante el Holoceno en la región sur del golfo de California. Universidad Nacional Autónoma de México, México D. F.
- Valdez-Holguín, T., & Espinosa-Carreón, L. (2007). Variabilidad interanual de clorofila en el Golfo de California. *Ecología Aplicada*, 6(1,2), 83–92.
- Warsh, C. E., Warsh, K. L., & Staley, R. C. (1973, June). Nutrients and water masses at the mouth of the Gulf of California. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* (Vol. 20, No. 6, pp. 561-570). Elsevier.
- Wyrski, K. (1962). The oxygen minima in relation to ocean circulation. *Deep-Sea Research*, 9: 11-23.

- Wyrtki, K. (1967). Circulation and water masses in the Eastern Equatorial Pacific Ocean. *J. Oceanol. Limnol.*, 1(2):117-147.
- Zhang, Y., Wallace, J. M., & Battisti, D. S. (1997). ENSO-like interdecadal variability: 1900–93. *Journal of climate*, 10(5), 1004-1020.
- Ziveri, P., Thunell, R., (2000). Coccolithophore export production in Guaymas Basin, Gulf of California: response to climate forcing. *Deep- Sea Research, Part II* 47, 2073–2100.

8. Anexos

Anexo I. Tabla que muestra el porcentaje de abundancia relativa para cada grupo de diatomeas (Porcentaje (%)), su abundancia total en el registro (Abundancia (10^6 v-gds⁻¹)), el resultado del análisis de correlación para cada grupo con el contenido en ópalo biogénico (R^2) y su grado de significancia (p).

Grupo	Porcentaje (%)	Abundancia (10^6 v-gds ⁻¹)	R^2	p
<i>Actinocyclus curvatulus</i>	0.73	95.3	0.068	0.571
<i>Actinocyclus octonarius</i>	0.57	73.6	0.152	0.205
<i>Actinoptychus aster</i>	1.20	156.4	0.428	0.000
<i>Actinoptychus minutus</i>	0.38	49.1	0.091	0.452
<i>Actinoptychus parvus</i>	0.39	50.5	0.097	0.422
<i>Azpeitia nodulifera</i>	1.26	163.6	0.235	0.049
<i>Bacteriastrum spp.</i>	1.08	140.3	0.369	0.002
<i>Biddulphia alternans</i>	0.44	57.5	0.142	0.237
Esporas de <i>Chaetoceros spp.</i>	40.86	5305.2	0.555	0.000
<i>Cocconeis spp.</i>	0.55	71.9	0.067	0.580
<i>Coscinodiscus spp.</i>	0.58	74.9	0.155	0.197
<i>Cyclotella spp.</i>	6.87	892.5	0.418	0.000
<i>Diploneis spp.</i>	0.25	32.4	-0.165	0.170
<i>Fragilariopsis doliola</i>	5.47	710.2	0.466	0.000
<i>Navicula spp.</i>	0.98	127.3	0.244	0.040
<i>Neodelphineis pelagica</i>	1.15	149.3	0.317	0.007
<i>Nitzschia spp.</i>	22.41	2909.4	0.464	0.000
<i>Paralia spp.</i>	0.87	112.6	0.106	0.381
<i>Proboscia alata</i>	0.80	103.6	0.325	0.006
<i>Rhizosolenia spp.</i>	3.46	449.5	0.336	0.004
<i>Roperia tessellata</i>	1.46	189.0	0.278	0.019
<i>Thalassiosira angustelineata</i>	1.68	218.1	0.436	0.000
<i>Thalassiosira eccentrica</i>	1.67	216.9	0.441	0.000
<i>Thalassiosira leptopa</i>	0.41	53.8	0.162	0.176
<i>Thalassiosira lineata</i>	1.91	247.8	0.538	0.000
<i>Thalassiosira pacifica</i>	1.28	166.3	0.382	0.001
<i>Thalassiosira simonsenii</i>	1.28	165.6	0.347	0.003