



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA
(GEOLOGÍA MARINA)

**“REGISTRO DECADAL DE RADIOLARIOS POLICISTINOS EN
CUENCA ALFONSO (BAHÍA DE LA PAZ) DURANTE LOS ÚLTIMOS
600 AÑOS: SU SIGNIFICADO PALEOECOLÓGICO Y
PALEOCEANOGRÁFICO”.**

T E S I S
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS

P R E S E N T A:
ANGEL EMMANUEL FRANCO TORRES

TUTOR:
DRA. LIGIA L. PÉREZ CRUZ
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

COMITÉ TUTOR:
DRA. MARÍA ADELA MONREAL GÓMEZ
INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA
DRA. AÍDA MARTÍNEZ LÓPEZ
POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA
DR. OSCAR GONZÁLEZ YAJIMOVICH
POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA
DR. PRIYADARSI DEBAJOTI ROY
POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA

MÉXICO, D.F., OCTUBRE, 2014



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología
Universidad Nacional Autónoma de México

Registro decadal de radiolarios policistinos en Cuenca
Alfonso (Bahía de la Paz) durante los últimos 600
años: su significado paleoecológico y
paleoceanográfico

T E S I S

Que para obtener el grado académico de:

Maestro en Ciencias
(Geología Marina)

P r e s e n t a

Biol. Ángel E. Franco Torres

Director de Tesis: Dra. Ligia L. Pérez-Cruz

Comité Tutorial: Dra. María Adela Monreal Gómez

Dra. Aída Martínez López

Dr. Oscar González Yajimovich

Dr. Priyadarsi Debajoti Roy

México D.F., 2014

Para Emilio
Fuente de energía, sabiduría y
alegría inagotable, te amo.

“COMO DIJO EL MAR A LA TIERRA, GRACIAS POR LOS SEDIMENTOS”

(NED, FLANDERS)

AGRADECIMIENTOS ACADÉMICOS

Agradezco ampliamente la dirección del presente estudio a la Dra. Ligia ya que su trayectoria en el área de la Paleoceanografía logro sembrar en mi un inmenso interés y una gran satisfacción por este tipo de estudios.

Agradezco al Dr. Jaime Urrutia, el espacio de trabajo, lugar de eternas horas de análisis, lecturas y escritura del presente trabajo.

Agradezco en su totalidad a mi jurado y comité tutorial revisor: Dra. María Adela Monreal, Dr. Oscar González y al Dr. Priyadarsi D. Roy, su amable atención para conmigo y sus acertados comentarios que permitieron la mejora del presente escrito.

Dra. Martínez, le agradezco enormemente su dedicación en el presente estudio, sus comentarios, opiniones y sugerencias sin duda son dignas de una persona dedicada a la ciencia y han enriquecido bastante mi conocimiento y trabajo.

A la M. en C. Irene Pisanty, por su disponibilidad, atención y conocimiento ecológico impreso en este trabajo.

Un agradecimiento especial al capitán y a la tripulación del B/O “El Puma”, por su apoyo en la colecta del núcleo C36 durante la campaña oceanográfica DIPAL-IV realizada en el año 2011.

Este estudio se realizó con el apoyo financiero del Proyecto DGAPA-PAPIIT - IN101012.

AGRADECIMIENTOS PERSONALES

Agradezco en primer lugar a la vida misma el tiempo de residencia en mente, cuerpo y alma, ya que sin vida el presente trabajo sólo sería un papel más.

Agradezco a mis padres, sus cuidados, su ejemplo, su apoyo incondicional, y sus múltiples palabras de aliento que hacen de mí una persona íntegra día a día, por lo cual los amo.

Agradezco a Rocío y a Emi, su tolerancia y soporte para el culmen de este trabajo, de aquí en adelante las cosas serán diferentes, porque los amo y luchare hasta el final con ustedes y para ustedes que son mi más preciado tesoro.

A Alfredo Torres y Rocío Martínez, agradezco su apoyo moral, económico y psicológico ante tan hostil situación por la que atraviesa un estudiante.

A mis amigos de antaño: Gloria, Itzel y Eder, porque a pesar de la distancia sé que su amistad es incondicional ya que siempre estaremos en el pensamiento de uno y del otro.

A mis amigos de la Carrera: Andrés, Oscar, Laura, Daniela, Paulina, Diana y Gloria, por todos los momentos gratos, las experiencias, el apoyo y la alegría de compartir tan exquisito gusto por las ciencias de la vida.

A mis amigos y compañeros del laboratorio: Marysol, Manuel, Nadia, Laurita y Ana, porque sólo ustedes aprecian el verdadero esfuerzo que implica una tesis y porque sólo ustedes compartieron lágrimas y risas relacionadas con la academia.

ÍNDICE

• RESUMEN	
• I. Introducción	1
• II. Radiolarios Policistinos	3
• III. Estudios paleoclimáticos previos	21
• IV. Variabilidad climática del último milenio	28
• OBJETIVOS	34
• V. Área de estudio	35
• VI. Materiales y Métodos	45
Obtención de la secuencia sedimentaria C36	45
Sub-muestreo de la secuencia	46
Modelo de edad	46
Procesamiento de las muestras	46
Análisis de Biodiversidad	47
• VII. Resultados y Discusión	50
Descripción de la secuencia sedimentaria	50
Modelo de edad	52
Análisis Micropaleontológico	53
Análisis de la comunidad de Radiolarios	55
Estadística descriptiva	58
Análisis de Factores	60
Interpretación Paleoceanográfica	60
• VIII. Conclusiones	71
• Literatura citada	74
• Anexos y Lámina	

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.	Esquema del esqueleto de un espumelario (Tomado de De Wever <i>et al.</i> 2001).	5
Figura 2.	Espícula inicial y detalle de un nasselario multisegmentado. MB=barra media, A= espina apical, D= espina dorsal, V= espina ventral, LL=Espinas laterales primarias, ll= espinas laterales secundarias, Ax= espina axial, a= apófisis apical, p= apófisis pectoral (Tomado de De Wever <i>et al.</i> 2001).	6
Figura 3.	Distribución vertical y latitudinal de los radiolarios en no. de células/m ³ (Tomada de Boltovsky <i>et al.</i> 2010).	7
Figura 4.	Estrategias alimenticias de los radiolarios. 1) nasselario multisegmentado; 2) otros nasselarios 3) espumelarios solitarios; 4) espumelarios coloniales (Tomada de Matzuoka, 2007).	10
Figura 5.	Figura 5. Esquema de los principales mecanismos de distorsión del registro planctónico en el proceso de sedimentación y fosilización (Tomado de Boltovskoy y Pujana, 2008).	11
Figura 6.	Máximas abundancias en la columna de agua de los principales taxa del orden Spumellaria (Tomado de varias fuentes)	16
Figura 7.	Máximas abundancias en la columna de agua de los principales taxa del orden Nassellaria (Tomado de varias fuentes)	20
Figura 8.	Integración de estudios paleoceanográficos y paleoclimáticos realizados en la secuencia sedimentaria BAP96-CP. Este gráfico comprende los resultados de: A) Douglas <i>et al.</i> (2001); De Diego (1998), B) Pérez-Cruz, 2006 y C) Pérez-Cruz 2013.	23
Figura 9.	Integración de estudios paleoceanográficos y paleoclimáticos de alta resolución realizados en Cuenca Alfonso. (A) Modificado de Staínes-Urías <i>et al.</i> 2009 (MC15) y (B) Modificado de Herguera <i>et al.</i> 2003 (BAP96-CM).	25
Figura 10.	Reconstrucción decadal de temperatura superficial para el Hemisferio Norte, se muestra un registro proxy selecto basado en el registro local de temperaturas, además de los errores promedio de las variables (EPV) (Tomado de Mann <i>et al.</i> 2009).	28

Figura 11.	Localización de la cuenca Alfonso en la Bahía de la Paz, se muestra el sitio de obtención del núcleo C36, la batimetría de cuenca Alfonso y las cuencas de drenaje y arroyos. (Modificado de Choumiline, 2011).	35
Figura 12.	Sección transversal de Cuenca Alfonso. Se muestra el patrón general de sedimentación y el umbral de la cuenca (Modificada de Nava-Sánchez et al. 2001).	36
Figura 13.	Diagrama de Temperatura y Salinidad que muestra las masas de agua presentes en la Bahía de la Paz registrado durante el mes de junio de 1998 (Tomado de Monreal-Gómez et al. 2001).	39
Figura 14.	Principales características atmosféricas, hidrológicas, y productivas en Cuenca Alfonso. (Tomado de Monreal-Gómez et al. 2001; Salinas-González et al. 2003; Reyes Salinas et al. 2003; Obeso Nieblas et al. 2004; Villegas Aguilera 2009 y García Mirafuentes, 2010).	43
Figura 15.	Localización de las secuencias sedimentarias estudiadas en cuenca Alfonso. BAP96-CP (Pérez-Cruz, 2000, 2006; Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi 2009, 2010; Douglas et al. 2001; Molina-Cruz et al. 2002), T43 (Pérez-Cruz 2013), NH01-15GC (González-Yajimovich et al. 2005), C44 (Álvarez-Gómez, 2010; Choumiline et al. 2010) y C36 (Este estudio).	45
Figura 16.	Profundidad y edad del núcleo C36. A) Fotografía del núcleo, B) Representación esquemática de la secuencia. Se muestra su estructura laminada e inclusiones.	51
Figura 17.	Distribución estratigráfica de los órdenes Nassellaria y Spumellaria en la secuencia C36: N= Nassellaria y S= Spumellaria.	54
Figura 18.	Estructura biológica de los radiolarios registrados en la secuencia sedimentaria C36. Los valores se muestran estratigráficamente, así como su edad en A.D. y su valor promedio.	57
Figura 19.	Asociaciones determinadas a través del Análisis de Factores.	61
Figura 20.	Puntajes Factoriales de los taxa de radiolarios que representan la asociación “Aguas cálidas”.	61
Figura 21.	Registro del factor 2 “Aguas Cálidas” y su posible correlación con los eventos de El Niño para los últimos 600 años (Tomado de WenMin y TianJun, 2011). Se muestran valores de intensidad (Débil, Moderado, Fuerte, Muy fuerte y Extraordinario) de los eventos ENSO desde 1500 A.D. (Modificado de Gergis y Fowler, 2009).	63

Figura 22.	Comparación de: A) Factor 2 “Condiciones cálidas” con B) registro de Ca (%) en la secuencia sedimentaria C36 para los últimos 600 años (Tomada de Pérez-Cruz, 2013).	64
Figura 23.	Puntajes Factoriales de los taxa que representan la asociación “Aguas Frías”.	65
Figura 24.	Comparación de: A) Factor 1 “Aguas Frías” con B) registro de la ODP (Tomado de Mac Donald y Case, 2005) y C) Actividad solar para los últimos 600 años (Tomado de Dean, 2000).	68
Figura 25.	Puntajes Factoriales de los taxa que representan la asociación “Alta Productividad”.	69

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.	Estudios Paleoclimáticos y Paleoceanográficos realizados en cuenca Alfonso durante el Holoceno.	26
Tabla 2.	Características de los frotis realizados en la secuencia sedimentaria C36.	52
Tabla 3.	Comparación entre tasas de sedimentación reportadas en el presente estudio y trabajos anteriores realizados en cuenca Alfonso durante el Holoceno.	53
Tabla 4.	Radiolarios con un porcentaje superior al 1% en el análisis de la secuencia C36.	59
Tabla 5.	Pesos Factoriales definidos en el análisis. Se muestran los “valores propios” y la varianza total de cada factor, así como el porcentaje acumulado que explica el presente estudio.	60

RESUMEN

Se estudió la secuencia sedimentaria DIPAL IV-C-36 con una longitud de 36 cm, la cual fue colectada en cuenca Alfonso, Bahía de la Paz en la porción sur del golfo de California en el año de 2011. El alcance temporal de la secuencia se definió a partir del método radiométrico de ^{210}Pb y se estimó una tasa de sedimentación de 0.62 mm/año, por lo cual este trabajo comprende una reconstrucción de la dinámica oceánica y climática de los últimos 600 años, en una escala sub-decadal. Para ello se estudiaron los proxies biológicos (radiolarios) que revelaron tres grandes escenarios oceánicos y episodios climáticos importantes.

A partir del análisis estadístico multivariado modo “Q” fue posible precisar tres distintas asociaciones de radiolarios y con base en sus afinidades ecológicas se sugieren tres escenarios paleoceanográficos, que en sentido stratigráfico se definen de la siguiente manera:

El primer escenario comprende los intervalos y pulsos de 1426 a 1430, 1445 a 1517, 1532 a 1542, 1585-1609, 1701, 1813, 1934, 1943, 1953, 1963, 1972, 1982 y 1992 A.D., donde se sugieren condiciones análogas a las ocurridas actualmente durante el verano en la BP, en el cual predomina un agua superficial cálida. Aunado a ello, el registro *proxy* sugiere que en el siglo XX ocurre con mayor intensidad y frecuencia la influencia de eventos ENSO en el área de estudio, lo cual correlaciona con el registro instrumental. El segundo escenario que abarca los intervalos de 1435 a 1440, 1522 a 1532, 1546 a 1580 y de 1629 a 1803 A.D., está caracterizado por condiciones relativamente frías y estables y se encuentra definido dentro del periodo climático conocido como “La Pequeña Edad de Hielo” (1350 a 1850 A.D.). El tercer escenario comprende intervalos y pulsos importantes de 1808 a 1817, 1827 a 1837, 1866, 1885 a 1890, 1900 a 1919, 1929 a 1938, 1948 a 1953 y de 1992 a 2011 A.D. y sugiere la activación y/o fortalecimiento del giro ciclónico, el cual actúa de forma semipermanente en la BP.

El análisis de diversidad de la comunidad de radiolarios registrados en la secuencia sedimentaria, evidencia 2 principales tendencias a lo largo del tiempo, la primera de ~1430 a 1800 A.D. donde se sugieren condiciones oceánicas con menor disponibilidad de nutrientes y la segunda de 1800 a 2011 A.D. donde prevalecen condiciones eutróficas en la columna de agua, vinculadas con el giro ciclónico.

El presente estudio sugiere que las características oceanográficas de cuenca Alfonso durante los últimos 600 años han estado controladas principalmente por condiciones atmosféricas y oceánicas a nivel local, con algunas contribuciones considerables por parte de la dinámica de la porción sur del gC, el Océano Pacífico Tropical y Extratropical y por cambios en la actividad solar. Por lo cual, este registro representa una pieza clave muy importante para la reconstrucción de paleoclimas de esta región.

I.INTRODUCCIÓN

El clima de La Tierra está en constante cambio, debido a ello, surgen preguntas fundamentales sobre el funcionamiento del sistema climático, sus tendencias y posibles cambios a futuro. Desde los inicios de El planeta Tierra hace 4.8 billones de años, se han visto involucrados complejos procesos biogeoquímicos, geológicos, biológicos y cambios climáticos, cambios que son registrados por varios archivos de información climática: núcleos de hielo, anillos de árboles (dendrocronología), sedimentos marinos (Paleoceanografía), sedimentos lacustres (Paleolimnología), corales y espeleotemas entre otros (Cronin, 2010).

En particular, “la Paleoclimatología” como una parte de las geociencias, usa un diverso grupo de métodos y estrategias para reconstruir e interpretar los cambios climáticos de La Tierra. Específicamente, el uso del registro fósil ha permitido conocer cambios en la comunidad biológica y evidenciar que muchas de estas variaciones han sido propiciadas por fluctuaciones en el clima. Debido a lo anterior y con el propósito de recabar información, se han realizado diversos estudios paleoceanográficos y paleoclimáticos basados en el análisis de asociaciones de microorganismos en diferentes regiones geográficas con diferentes escalas temporales (Cronin 1999, 2010).

Específicamente, uno de los grupos de microorganismos que se ha utilizado para estos propósitos, por su calidad como *proxies*¹ paleoceanográficos, son los radiolarios policistinos (p.ej Boltovskoy y Riedel, 1987; Takahashi, 1991; Kling, 1979; Molina-Cruz *et al.* 1999; Okazaki *et al.* 2004, 2005; Lazarus, 2005; Pérez-Cruz, 2006; Itaki *et al.* 2008; Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010).

Los radiolarios policistinos son muy importantes debido a su gran abundancia a partir del Cámbrico, a su amplia distribución geográfica y a su alta sensibilidad ante las variaciones climáticas y oceánicas (Lazarus, 2005; Boltovskoy y Pujana, 2008). Estos organismos forman parte del zooplancton y su singularidad radica en las diversas y complejas formas que presentan sus endoesqueletos de sílice (construidos a partir de compuestos biodisponibles de silicio) y en su alta especificidad por la temperatura, salinidad, oxígeno y nutrientes de las diferentes masas de agua que los contienen, por lo cual son útiles para conocer los cambios en circulación superficial, sub-superficial y hasta profunda del océano (Pisias, 1986; Molina-Cruz *et al.* 1999; Okazaki *et al.* 2004,

¹ Indicador indirecto (extraído de un archivo o registro climático) cuantificable que por su naturaleza física, química o biológica está relacionado con diferentes variables paleoclimáticas y sus oscilaciones reflejan los cambios temporales acontecidos en estas variables a través del tiempo.

2005; Itaki *et al.* 2008), con lo anterior, es posible caracterizar las condiciones oceanográficas y climáticas del pasado (Pérez-Cruz, 2006; Itaki *et al.* 2008; Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010).

Por otra parte, el análisis de sedimentos marinos laminados ha permitido llevar a cabo reconstrucciones paleoceanográficas y paleoclimáticas de alta resolución en diferentes cuencas tales como: la cuenca Cariaco en Venezuela (Haug, 2001), la cuenca de Santa Bárbara (Lange, 1997), el mar Arábigo (Lückge, 2001) y en el golfo de California (Pérez-Cruz, 2006; Barron y Bukry 2007; Pérez-Cruz y Urrutia Fucugauchi 2010); sin embargo, cabe mencionar que este tipo de registros solo se forman en cuencas con características particulares como son: un aporte diferencial bien marcado establecido por la climatología de la región, altos niveles de productividad y la presencia de una capa de agua con contenido mínimo de oxígeno; éstas características nos permitirán tener una secuencia sedimentaria continua y laminada con aporte diferencial.

En particular, el golfo de California (gC), un mar marginal que se encuentra en la región nororiental del Océano Pacífico, es una área muy importante para estudios ecológicos, geológicos y paleoceanográficos debido a que entre otras características presenta altas tasas de productividad y una capa de oxígeno mínimo bien definida en el Agua Intermedia del Pacífico (AIP), bajo la cual en algunas cuencas subyacen sedimentos laminados, mismos que representan un aporte diferencial anual de sedimentos (Álvarez- Borrego y Lara-Lara 1991; Baumgartner, *et al.* 1991; Kemp, 1996; Cheshire *et al.* 2005). Cabe destacar que en la región suroccidental del golfo, en la cuenca Alfonso (Bahía de la Paz) la presencia de sedimentos laminados no responde a un aporte diferencial anual (Pérez-Cruz *et al.* 2009; Pérez-Cruz y Herguera, 2011), en estudios previos, se ha sugerido que la formación de las láminas está relacionada con el evento denominado “El Niño” (Pérez-Cruz y Urrutia Fucugauchi 2009). Esta cuenca es muy interesante, ya que al localizarse en la región sur del golfo, los sedimentos que se encuentran en ella no sólo registran las variaciones oceánicas y climáticas locales sino también aquéllas que ocurren a nivel de cuenca del Pacífico Subtropical Ecuatorial (Douglas *et al.* 2001; Pérez-Cruz, 2006).

Por lo anterior, el presente trabajo estudia detalladamente una secuencia de sedimentos laminados colectada en la cuenca Alfonso y documenta la variabilidad climática y oceánica de los últimos 600 años a partir del análisis ecológico y estadístico de los radiolarios policistinos.

II. RADIOLARIOS POLICISTINOS

Generalidades

Los Radiolarios policistinos, los cuales serán referidos a lo largo de este trabajo como radiolarios, son un grupo de organismos microplanctónicos de tallas entre 30 y 300 μm , que poseen un endoesqueleto silíceo ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) el cual esta embebido en el citoplasma (Fig. 1) (Boltovskoy y Pujana, 2008; Okazaki *et al.* 2004, 2005).

Origen y Evolución

El origen de este grupo de protistas ha sido referido al Cámbrico Inferior en la región de Altai en Rusia; sin embargo, los restos más antiguos y que muestran una buena preservación pertenecen al Cámbrico Medio y provienen de Australia y Canadá (Boltovskoy y Pujana 2008). Evolutivamente, se cree que los radiolarios pudieron ser el resultado de protistas bentónicos (Petrushevskaya, 1977) y que durante el transcurso de su evolución perdieron su vinculación con los fondos marinos, también se ha considerado una posible conexión filogenética con el grupo de las esponjas (DeWever *et al.* 2003). Actualmente, estudios moleculares sugieren un vínculo evolutivo con los foraminíferos (Boltovskoy y Pujana, 2008).

Sistemática

El esquema de clasificación propuesto por Boltovskoy y Pujana (2008) para las formas de radiolarios recientes se basa en Riedel (1967, 1971), mientras que para las formas fósiles se basa en De Wever *et al.* (2001). Este último esquema de clasificación para el superorden Polycystina, incluye 7 órdenes, 131 familias, y 834 géneros, se desglosa a continuación:

- Reino Protista
 - Phylum Sarcodina
 - Clase Actinopoda
 - Subclase Radiolaria (Müller 1858)
 - Superorden Polycystina (Ehrenberg 1838)
 - Orden Collodaria
 - Orden Archaeospicularia
 - Orden Albaillellaria
 - Orden Latentifistularia
 - Orden Spumellaria
 - Orden Entactiniaria
 - Orden Nassellaria

Cabe destacar que actualmente, existe una nueva clasificación de los linajes de protistas eucariontes, ésta se realizó a escala filogenómica con base en ARNr, en ella, el análisis filogenético incluye a los radiolarios dentro de un rango más alto (Súper grupo) denominado “SAR”, el cual está en uso común y es un clado inclusivo que contiene a Estramenofilos, Alveolados y Rizarios o radiolarios (Adl *et al.* 2012). El esquema que a continuación se presenta, sustituye la subclase Radiolaria por Policitineos (en español) y contiene solo 3 ordenes:

- Polycystinea (Ehrenberg, 1838; emend. Haeckel, 1887)
 - Spumellaria (Ehrenberg, 1875; Haeckel, 1887; emend. Riedel, 1967)
 - Nassellaria (Ehrenberg, 1875; emend. Haeckel, 1887)
 - Collodaria (Haeckel, 1887)

Para fines prácticos y de uso común, el presente estudio mantendrá el esquema de clasificación de De Wever *et al.* (2001), ya que tanto en estudios biológicos como micropaleontológicos el termino radiolario es ampliamente utilizado y referido (Boltovskoy *et al.* 2010; Itaki *et al.* 2012; Matsuaki *et al.* 2014).

Por otra parte, se cree que existen aproximadamente de 400 a 600 especies de radiolarios que habitan los océanos actuales; no obstante, sólo 150 especies están bien identificadas (Boltovskoy y Pujana, 2008; Boltovskoy *et al.* 2010). Cabe destacar que existen especies con formas complejas y morfología variable, por lo cual, la nomenclatura de éstas es incierta y debido a ello, se ha consensuado utilizar una categoría taxonómica más imprecisa denominada “grupo”.

El presente trabajo de tesis se enfoca principalmente en la identificación e interpretación de los órdenes Spumellaria y Nassellaria, éstos se describen brevemente a continuación:

El orden Spumellaria se compone de organismos solitarios que presentan simetría esférica, radial o derivada de las anteriores (esferas concéntricas, discos biconvexos, placas cuadrangulares o trirradiadas, etc.). Presentan una cápsula central simple que está perforada de todos lados por finos poros, tienen además un esqueleto espiralizado, asimétrico discoidal o lenticular (biconvexo), triaxónico, cuadrangular de apariencia

enrejada o esponjoso (Fig. 1). Cabe destacar que carecen de una espícula inicial (Boltovskoy y Pujana, 2008).

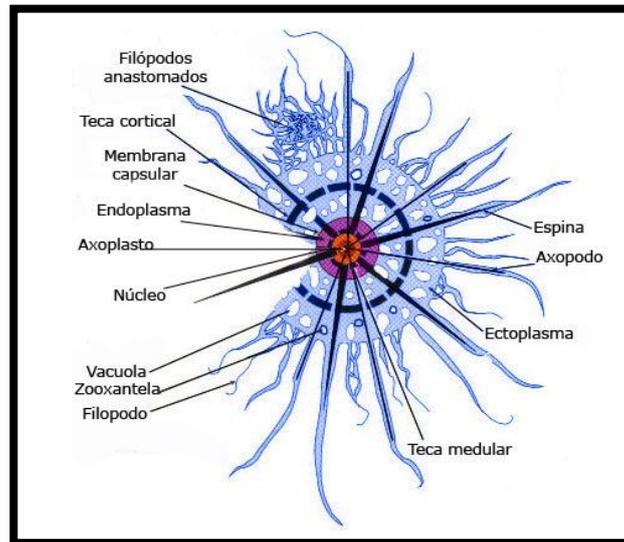


Figura 1. Esquema del esqueleto de un espumelario (Tomado de De Wever *et al.* 2001).

Por otra parte, el orden Nassellaria presenta una simetría axial con uno o más segmentos y/o cámaras dispuestas a lo largo de un eje, éstos organismos, presentan una cápsula central heteropolar (perforada en un sólo polo), un esqueleto generalmente cónico el cual se origina a partir de una estructura inicial estable denominada espícula (Fig.2).

El primer segmento o céfalis, es donde se contiene la espícula inicial, su forma puede ser esférico, sub-esférico o alargado, con o sin cuernos, espinas adicionales, túbulos etc., puede estar perforado por poros o carecer de ellos. El arreglo de la barra media y las espinas asociadas (barras primaria y secundaria, así como el arco) se conoce con el nombre de collar, ésta es una estructura ubicada entre el céfalis (primer segmento) y el tórax (segundo segmento). El segmento que sigue del tórax es el abdomen del cual se separa la estructura lumbar. Todos los segmentos subsecuentes se conocen como post-abdominales, el segmento terminal puede poseer una estructura abierta o constreñida (anillo basal) que sujeta pequeñas proyecciones conocidas como dientes sub-terminales, éstos pueden ser puntiagudos o espatulados (Fig.2). Las espinas que se proyectan desde el tórax, se conocen como alas y las proyecciones de la parte distal del tórax o de cualquier segmento subsecuente se conocen como pies (De Wever *et al.* 2001; Boltovskoy y Pujana, 2008).

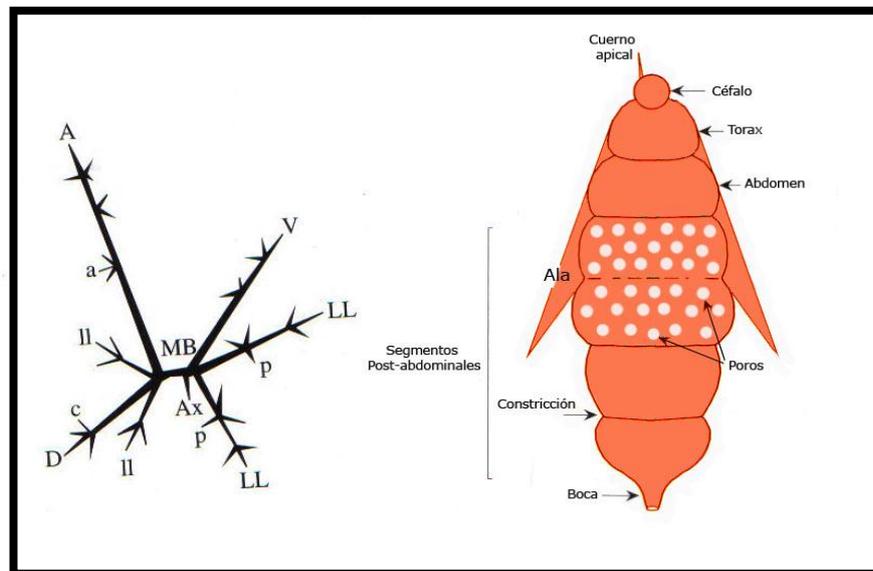


Figura 2. Espicula inicial y detalle de un naselario multisegmentado. MB=barra media, A= espina apical, D= espina dorsal, V= espina ventral, LL=espinas laterales primarias, ll= espinas laterales secundarias, Ax= espina axial, a= apófisis apical, p= apófisis pectoral (Tomado de De Wever *et al.* 2001).

Ecología y Biogeografía

Los radiolarios están presentes en todos los océanos del mundo y se distribuyen principalmente en la zona epipelágica y mesopelágica con mayores concentraciones entre los 50 y los 150-200 m de profundidad (Fig.3) (Kling, 1979; Kling y Boltovskoy, 1995; Molina-Cruz *et al.* 1999; Boltovskoy y Pujana, 2008; Boltovskoy *et al.* 2010). Según Ishitani *et al.* (2012) el hábitat preferencial de los radiolarios en el océano, se puede dividir en:

- Superficial superior 0-40 m
- Superficial inferior 40-200 m
- Subsuperficial 200-500 m
- Intermedio 500-1000 m
- Profundo >1000 m

Se ha registrado que la diversidad de radiolarios es máxima en latitudes medias y bajas (20° a 35° Latitud en ambos hemisferios) y que disminuye ligeramente hacia el ecuador y drásticamente hacia los polos (Takahashi, 1991) (Fig. 3). Estos patrones de distribución son modificados por factores físicos y biológicos, siendo los más importantes, la disponibilidad de nutrientes, la temperatura y la salinidad de la masas de agua en las que habitan (Boltovskoy y Pujana, 2008). Tales requerimientos ecológicos rigen una relación de

especificidad de hábitat para cada taxa, debido a lo anterior la distribución de especies se vincula con la variación geográfica y batimétrica a medida que las masas de agua y las principales corrientes oceánicas cambian (Boltovskoy *et al.* 2010). Cabe destacar que la mayoría de la información sobre la ecología de los radiolarios se ha obtenido al comparar asociaciones de sedimentos superficiales con parámetros superficiales del mar, suponiendo una relación directa (Pisias y Mix, 1997; Gupta *et al.* 2002; Benson, 2005)

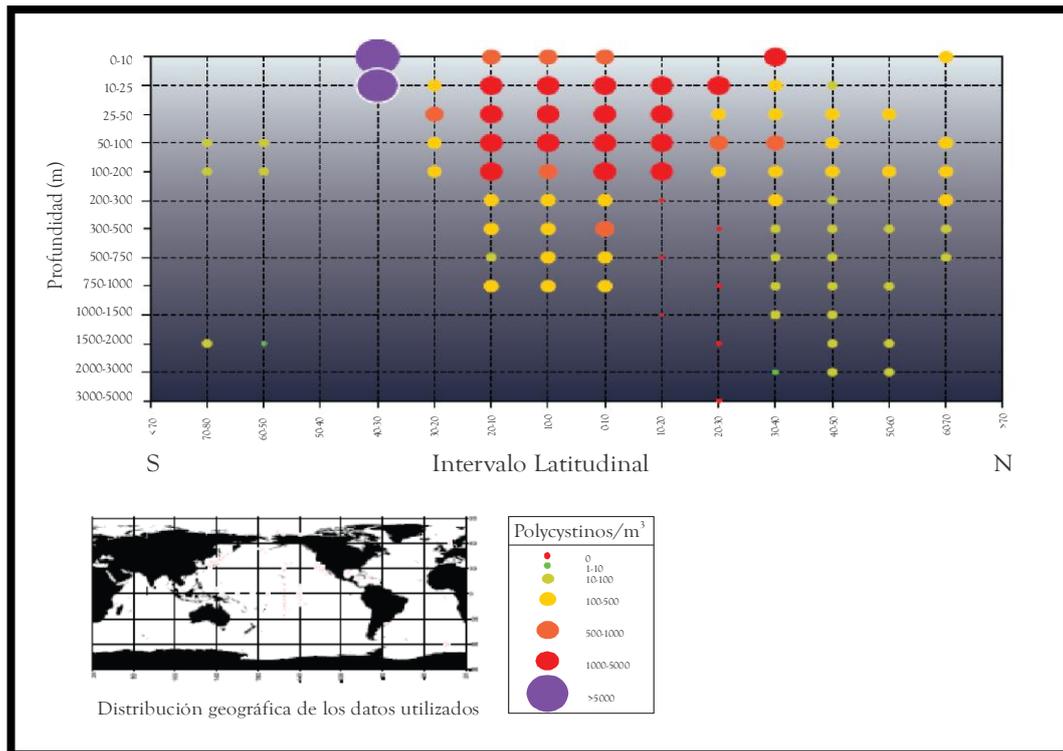


Figura 3. Distribución vertical y latitudinal de los radiolarios en no. de células/m³ (Tomada de Boltovskoy *et al.* 2010).

Alimentación

La naturaleza trófica secundaria de estos protistas, les confiere una gran variedad de alimento, que van desde organismos microscópicos como bacterias, hasta organismos relativamente grandes (de pocos centímetros) como: silicoflagelados, tintínidos, diatomeas, algas, formas activas de copépodos, larvas de medusas y nematodos entre otros (Anderson, 1983; Brate *et al.* 2012).

Cabe destacar que los radiolarios también suelen presentar asociaciones simbióticas, primnesiofitas y prasinofitas (Anderson, 1983; De Wever *et al.* 2001; Dolven *et al.* 2007). Se ha evidenciado generalmente con el dinoflagelado *Scrippsiella nutricula*, aunque también con algas que esta simbiosis forma una asociación ultra-microbial donde las sustancias orgánicas derivadas de la fotosíntesis son transferidas del alga hacia la célula del huésped radiolario (Anderson, 1978); por lo cual, se ha demostrado que los radiolarios que presentan algas fotoautótrofas como simbiontes sobreviven largos periodos en aguas oligotróficas en comparación con aquellos que no tienen simbiontes, debido a lo anterior, se asume que estas asociaciones juegan un papel importante en la nutrición de los radiolarios (Anderson, 1983; Dolven *et al.* 2007).

Se sabe que la densidad de productores primarios, determina la cantidad de radiolarios herbívoros, carnívoros, bacteriófagos u omnívoros. Debido a lo anterior, se ha considerado que la alta diversidad alimenticia de estos organismos, les confiere una alta diversidad morfológica (Matzuoka, 2007)

Inicialmente, y de manera general, se creía que el orden Nassellaria se alimentaba básicamente de fitoplancton, bacterias y/o detritus, mientras que el orden Spumellaria se mantenía generalmente de zooplancton aunque también podía presentar asociaciones simbióticas (Anderson, 1983; Takahashi, 1997). Posteriormente y con el propósito de conocer los mecanismos de alimentación de los radiolarios subtropicales, Matzuoka (2007) realizó un experimento con organismos vivos colectados en el mar de Japón, sus resultados se reflejan en 4 estrategias alimenticias (Fig. 4), las cuales se describirán brevemente:

La primera estrategia incluye a radiolarios multisegmentados, este grupo de radiolarios tiene un esqueleto cónico multisegmentado, por ejemplo, el género *Eucyrtidium*, donde la apertura más grande es circular y se presenta en la porción más distal de la teca. Las estructuras alimentarias de estos organismos, se componen de una proyección axial, proyecciones terminales y extensiones de la apertura; la primera, es un pseudópodo muy prominente, delgado y largo que emerge hacia afuera de la apertura, las proyecciones terminales se extienden hacia afuera de la apertura para formar un cono terminal que rodea a la proyección axial. La actividad alimenticia de esta estrategia, está dividida en tres

fases, la primera de extensión, la segunda de captura y la tercera de retracción hacia sus presas que generalmente son ciliados y flagelados.

La segunda estrategia la realizan otros naselarios que tienen un esqueleto compuesto de espículas o un número pequeño de cámaras p. ej. los géneros *Pseudocubus* y *Arachnocorallium*, éstos extienden su cono terminal distalmente desde la apertura o desde la base del esqueleto. El cono terminal es un filamento axopodial con membranas entre los axopodios la cual asemeja un paraguas, el cual usan como un aparato para pescar o una canasta donde capturan presas pequeñas como microflagelados y bacterias

El tercer mecanismo de alimentación, es realizado por espumelarios solitarios, los cuales muestran una gran variedad de formas del esqueleto (generalmente esférica y discoidal) éstos, están provistos de un gran número de axopodios dispuestos radialmente hacia todas direcciones, donde a través de movimientos de contracción-extensión capturan sus presas (microalgas y bacterias principalmente)

El último mecanismo es efectuado por radiolarios coloniales, los cuales se encuentran inmersos en una envoltura gelatinosa provista de numerosas algas simbióticas. Matzuoka concluye que estos radiolarios coloniales viven exclusivamente de esta interacción simbiótica.

Movilidad

En lo referente a su movilidad, estos organismos, poseen una limitada capacidad de movimiento vertical en la columna de agua, la cual se realizaría mediante la expansión y contracción de alveolos; sin embargo, por lo general, los radiolarios se mantienen suspendidos en la columna de agua y debido a ello dependen exclusivamente de las corrientes oceánicas para moverse de un lugar a otro (Anderson, 1983). Según Matzouka (2007) la variabilidad morfológica de cada especie podría reflejar la eficiencia de suspensión y/o la capacidad para estabilizarse en la columna de agua.

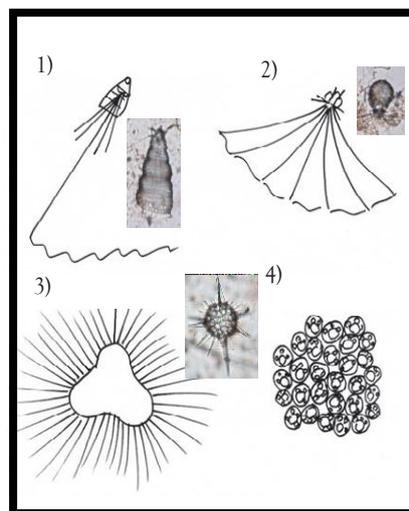


Figura 4. Estrategias alimenticias de los radiolarios. 1) naselario multisegmentado. 2) otros naselarios. 3) espumelarios solitarios. 4) espumelarios coloniales (Tomada de Matzuoka, 2007).

Reproducción

Se cree que posiblemente exista una reproducción sexual, la cual se realizaría por medio de cuerpos flagelados (Boltovskoy y Pujana, 2008); sin embargo, éste tipo de reproducción no se ha documentado bien del todo, solo se ha registrado una reproducción de tipo asexual principalmente por fisión binaria o por fisión múltiple, en ella, la célula madre comparte su citoplasma entre sus dos hijas, y sólo una de ellas hereda su esqueleto silíceo, mientras que la otra debe construir su propio esqueleto.

Con base en estudios de laboratorio con especies tropicales y subtropicales, según Anderson (1983) y De Wever *et al.* (2001) el ciclo de vida de los radiolarios se ha estimado que se cumple aproximadamente en 1 mes \pm 15 días.

Condiciones de preservación

El componente silíceo de los radiolarios, es un compuesto soluble e inestable que se encuentra en los océanos. Se calcula que menos del 10% del sílice biogénico formado cerca de la superficie marina llega al fondo y que menos de una décima parte de esta última se preserva en el registro fósil, además, se cree que la disolución es más intensa en las capas superiores del océano formando una zona altamente corrosiva para el sílice de 1000 m, por debajo de la superficie (Takahashi, 1991).

Otros estudios, registran que los esqueletos más frágiles son eliminados en altos porcentajes en contraste con los esqueletos más robustos. Según Anderson (1983) y Boltovskoy y

Pujana (2008), los esqueletos del orden Nassellaria tienden a disolverse más rápidamente que los del orden Spumellaria; sin embargo, cabe resaltar, que los radiolarios mejor preservados en los sedimentos son aquellos que se hunden más rápido al fondo marino y/o los que permanecen dentro de heces de copépodos (Anderson 1983).

Según Boltovskoy y Pujana (2008) los mecanismos más importantes que producen variación en la distribución de la biocenosis son (Fig. 5):

- La disolución en la columna de agua y en los sedimentos, la cual es selectiva, y depende de la robustez de los esqueletos.
- La sumersión y desplazamiento lateral (debido a las corrientes de fondo)
- La bioturbación, dada por organismos detritívoros bentónicos.
- La integración vertical, es la incorporación en el sedimento de organismos que provienen de distinta ubicación en la columna de agua.
- Reproducción, la cual está dada por el ritmo o modo de reproducción.
- Estacionalidad en la producción, ésta ocurre cuando se presenta en el sedimento una desproporcionalidad en conjuntos específicos de radiolarios.
- Pastoreo y fragmentación, al ser susceptibles a consumidores secundarios, ellos pueden fragmentar el esqueleto o dejarlo intacto constituyendo así un mecanismo de “destrucción selectiva”.

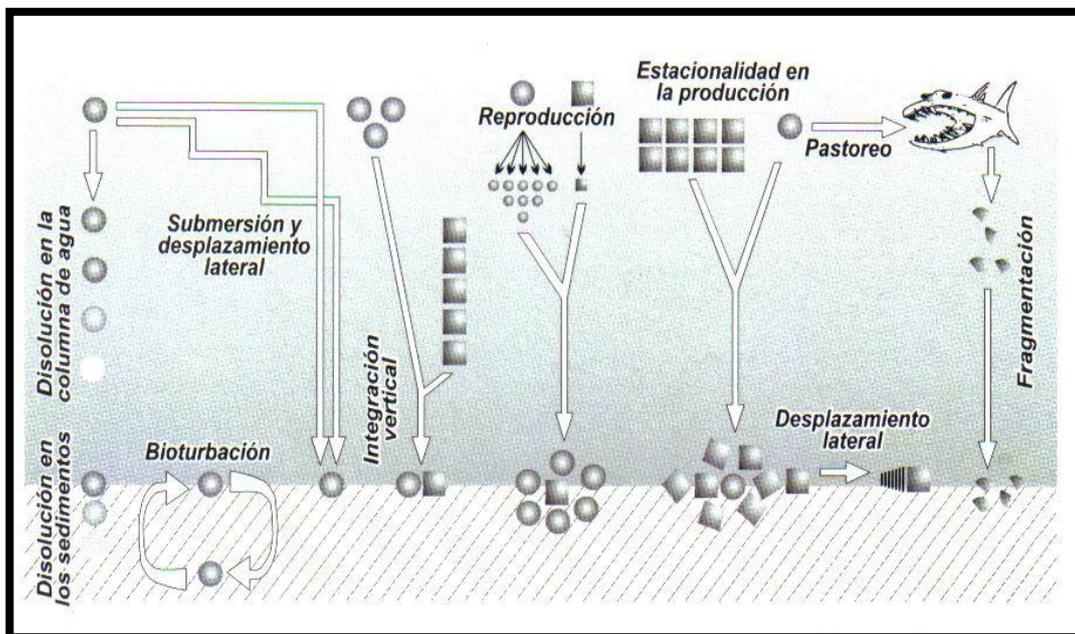


Figura 5. Esquema de los principales mecanismos de distorsión del registro planctónico en el proceso de sedimentación y fosilización (Tomado de Boltovskoy y Pujana, 2008).

Aplicaciones en Paleoceanografía

Los radiolarios se han estudiado extensivamente en sedimentos marinos debido a que pueden preservarse en el registro sedimentario, son más diversos que otros grupos de microfósiles ya que sus distribuciones se correlacionan con masas de agua específicas (Kling, 1976; Molina-Cruz, 1984; Boltovskoy y Jankilevich, 1985; Boltovskoy y Riedel, 1987; Takahashi, 1997; Molina-Cruz *et al.* 1999; Okasaki *et al.* 2004; Armstrong y Brasier, 2005; Lazarus, 2005; Pérez-Cruz, 2006).

Debido a que los patrones geográficos de la distribución de los radiolarios están cercanamente relacionados con el ambiente oceánico, su registro fósil indica condiciones oceánicas del pasado, tales como: variaciones de productividad y temperatura, modificaciones geográficas de las fuentes hidrológicas y patrones de circulación superficial/subsuperficial de las masas de agua, con lo cual, por medio de su utilización es posible reconstruir condiciones paleoceanográficas y paleoclimáticas de una región en particular (Takahashi, 1997; De Wever *et al.* 2001; Itaki *et al.* 2008). Por ejemplo, se ha demostrado que existe una relación muy estrecha entre los radiolarios con ciertas masas de agua, para diferentes regiones del mundo, tales como: la Corriente de California, el Pacífico ecuatorial, la región polar y subtropical del sur del Océano Atlántico y del Golfo de California (Kling y Boltovskoy, 1995; Welling *et al.* 1996; Molina-Cruz *et al.* 1999; De Wever *et al.* 2001).

Afinidades ecológicas

A continuación, se describirán por orden alfabético las preferencias ecológicas de los radiolarios más abundantes y comunes en el golfo de California del orden Spumellaria y Nasellaria (Benson, 1966, Pisias 1986, Molina-Cruz, 1988; Molina-Cruz *et al.* 1999; Pérez-Cruz, 2006; Franco-Torres *et al.* 2010; Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010; Villagrán de la Cruz, 2011; Gómez Lizárraga, 2011; López-Martínez, 2012).

Orden Spumellaria

Druppatractus irregularis (*D. variabilis*/*D. pyriformis* en Boltovskoy *et al.* 2010)

El hábitat de *D. irregularis* se ha registrado dentro del gC específicamente en la zona sur, donde presentó una abundancia superior al 6 % del total de radiolarios, con máximas números por debajo de los 350 m para la cuenca Pescadero y a 500 m en cuencas Guaymas y Carmen (Molina-Cruz *et al.* 1999). Por otra parte, en el Pacífico ecuatorial occidental y central, *D. irregularis* (referido como *Doryodruppa bensoni*) se ha evidenciado que habita el intervalo de 200-700 m (Yamashita *et al.* 2002) (Fig. 6).

De acuerdo con Lazarus (2005) los radiolarios que habitan intervalos subsuperficiales y profundos, se alimentan básicamente de bacterias, mismas que a su vez responden a la alta productividad exportada desde la superficie de la columna de agua. Por otra parte, el estudio de Matsuoka (2007) sugiere que además de bacterias este grupo de espumelarios solitarios consume microalgas; sin embargo, este alimento está disponible solo en la superficie (zona fótica), en cambio para los intervalos subsuperficiales y profundos, se presentaría en forma de materia orgánica y/o detritus, el cual está altamente disponible en estos intervalos de la columna de agua y se ha reportado para otros taxa de hábitos subsuperficiales y profundos (Casey *et al.* 1979; Anderson, 1983; Tanaka y Takahashi, 2008).

Se han registrado máximas abundancias de *D. irregularis* bajo condiciones oceánicas de convergencia entre distintos valores de salinidad (34.5-35), con temperaturas de 8-15 °C en el Pacífico tropical (Yamashita *et al.* 2002). Además, se ha registrado que *D. irregularis* tolera bajo contenido de oxígeno disuelto y que su máxima densidad de población también responde a condiciones hidrográficas estables (Tanaka y Takahashi, 2008) es decir a permanencias temporales significativas de alguna condición oceánica particular.

Molina-Cruz *et al.* (1999) registraron a *D. irregularis*, durante el Último Máximo Glaciar, el cual se caracterizó por una incursión de AIP en la porción sur del gC, siendo notable a profundidades mayores de 350 m de la columna de agua. Además, sugieren que existe una menor influencia de una masa de agua similar a la actual Agua Superficial Subtropical

durante periodos glaciares y sugieren que este decremento puede aumentar el aporte de especies sub-superficiales provenientes del Agua Intermedia del Pacífico en el sur del gC.

Larcopele bütschlii grupo (Dreyer, 1889)/ *Larcopele buetschlii* (Boltovskoy *et al.* 2010)

Se ha registrado que *L. buetschlii* habita preferentemente de 160-200 m en el Pacífico ecuatorial (Yamashita *et al.* 2002); sin embargo, Boltovskoy *et al.* (2010) mencionan que más del 40 % de la población de *L. buetschlii* tiene una distribución en la columna de agua que va de 50-150 m de profundidad (Fig. 6).

Las afinidades de temperatura y salinidad para *L. buetschlii* han sido reportadas en los intervalos de 19-23 °C y de 35.2-35.5 respectivamente, dentro de una zona baja en nutrientes del Pacífico ecuatorial (Yamashita *et al.* 2002).

La dieta de *L. buetschlii* es incierta; sin embargo, por tratarse de un nanelario se puede inferir que puede alimentarse de microalgas y bacterias (Matsuoka, 2007), y que podría ser oportunista debido a que su distribución en la columna de agua podría favorecer asociaciones simbióticas con dinoflagelados y/o algas microscópicas.

Phorticium pylonium grupo (Haeckel, 1887)

En un estudio realizado en el gC con redes de apertura y cierre, se observaron máximas abundancias de *P. pylonium* de 200 a 400 m (Molina-Cruz *et al.* 1999). Con base en su distribución mundial se conoce que menos del 20 % de *P. pylonium* habita de 150-500 m y que más del 40 % habita de 50-150 m de profundidad (Boltovskoy *et al.* 2010) (Fig. 6).

A través de un muestreo de la columna de agua realizado en la región de la Corriente de California se agrupó a *P. pylonium* dentro de una asociación cálida (Boltovskoy y Riedel, 1987) y se ha observado que presenta máximas abundancias en condiciones oligotróficas con temperaturas de 30 °C y salinidades de 34.4-34.8 (Yamashita *et al.* 2002).

Se ha sugerido que es carnívoro-omnívoro (Matsuoka, 2007), aunque al parecer puede ser oportunista, ya que un análisis de ADN ribosomal determinó que *P. pylonium* posee un simbionte fotosintético (Dolven *et al.* 2007).

Mientras que en estudios realizados con secuencias sedimentarias en la región sur del gC, siempre se ha encontrado a *P. pylonium* asociado a *T. octacantha*, y relacionado con condiciones de estratificación (Pérez-Cruz, 2006; Franco-Torres *et al.* 2010; Villagrán de la Cruz, 2011; Gómez-Lizárraga, 2011; López-Martínez, 2012).

Styloclamydium venustum (Bailey, 1856)

La distribución de *S. venustum* (*Porodiscus* sp.) en la columna de agua ha sido reportada en el gC de 400 a 700 m (Molina-Cruz *et al.* 1999). Más del 20 % de la población de *S. venustum* habita el intervalo de 50-150 m; sin embargo, ~50 % habita de 150-500 m (Boltovskoy *et al.* 2010). Otros autores señalan que habita preferencialmente de 0 a 250 m en distintas regiones con máximos en los primeros 100 m (Yamashita *et al.* 2002; Gupta *et al.* 2002; Tanaka y Takahashi, 2008) (Fig. 6).

En el Pacífico ecuatorial es muy abundante en zonas eutróficas, éstas están relacionadas con procesos de surgencias y con temperaturas de 27 a 28 °C y salinidades de 35.2-35.5 (Yamashita *et al.* 2002).

Sus hábitos alimenticios se desconocen; sin embargo, se ha reconocido que la familia Spongodiscidae (p. ej. *Euchitonia elegans* y *Dictyocoryne truncatum*) presentan de cientos a miles de simbiontes algales dentro de su citoplasma (Gast y Caron 2001; Takahashi *et al.* 2003); por lo cual es muy probable que *S. venustum* sea un taxón oportunista y su dieta sea preferentemente detritívora, aunque bajo condiciones de estrés podría asimilar algunos simbiontes en su interior para sobrevivir.

Por otra parte, estudios con trampas de sedimentos de Gupta *et al.* (2002) e Ikenoue *et al.* (2012) relacionaron máximas abundancias de *S. venustum* durante condiciones de precipitación, escorrentía y alta concentración de material terrígeno

Tetrapyle octacantha grupo (Müller, 1858)

El hábitat de *T. octacantha* se restringe en el Pacífico ecuatorial hacia los primeros 120 m de la columna de agua entre 27 y 28 °C y salinidades de 35.2-35.5 (Yamashita *et al.* 2002). A nivel mundial, se ha registrado que más del 30 % de su población habita los primeros 50 m y que más del 40 % habita el intervalo de 50-150 m de profundidad en la columna de agua

(Boltovskoy *et al.* 2010) (Fig. 6). Respecto a sus hábitos alimenticios se sabe muy poco; sin embargo, debido a su configuración estructural, se ha vinculado con presas planctónicas, principalmente microalgas y bacterias (Matzuoka, 2007).

T. octacantha habita aguas cálidas (Boltovskoy y Riedel, 1987), oligotróficas (Kling y Boltovskoy, 1995; Gupta *et al.* 2002; Pérez-Cruz, 2006) y pertenece a una asociación tropical-subtropical (Pisias y Mix, 1997; Molina-Cruz *et al.* 1999; Itaki *et al.* 2008; Kamikuri *et al.* 2008). Además, su abundancia es conspicua durante los eventos de "El Niño" (Okazaki *et al.* 2005; Pérez-Cruz, 2006).

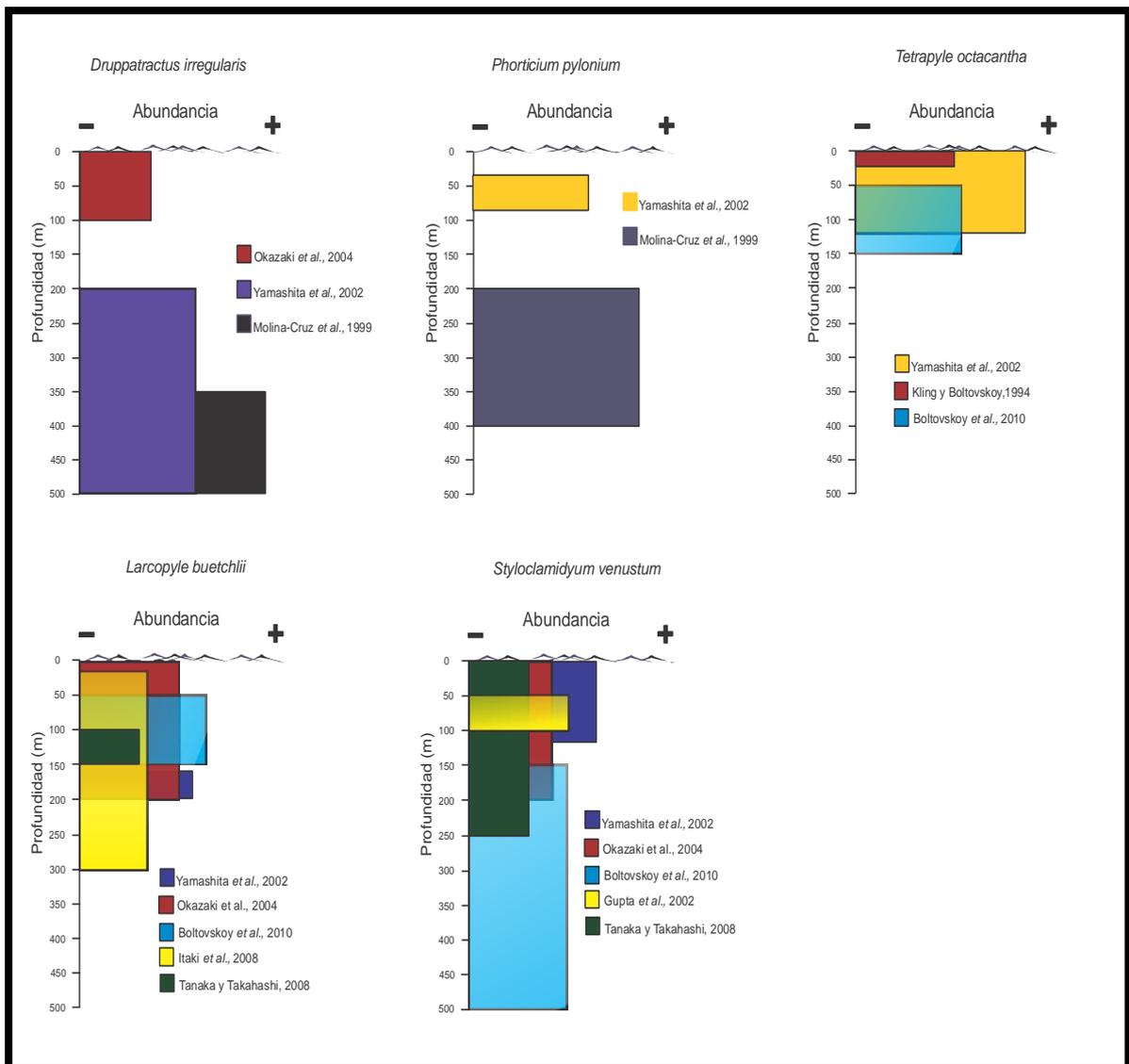


Figura 6. Máximas abundancias en columna de agua de los principales taxa del orden Spumellaria (Tomado de varias fuentes)

Orden Nassellaria

Arachnocorallium calvata (Petrushevskaya, 1971)

En el gC *A. calvata* presenta máximas abundancias en los primeros 130 m en cuenca Guaymas, de 0-150 m en cuenca Carmen y de 0-100 m de profundidad en cuenca Pescadero (Molina-Cruz *et al.* 1999). Para el Pacífico ecuatorial, sus máximas abundancias se delimitan a los primeros 120 m de la columna de agua (Yamashita *et al.* 2002) (Fig. 7). Por otra parte, en el Pacífico ecuatorial *A. calvata* es abundante en aguas con temperaturas de 27-28 °C y salinidades de 35.2-35.5 en regiones de surgencias (Yamashita *et al.* 2002). En el sistema de la Corriente de California estudios con trampas de sedimento han encontrado a *A. calvata* como parte de una asociación característica de una zona altamente mezclada (Boltovskoy y Riedel, 1987).

Con respecto a su alimentación no se tiene información específica, pero se conoce que el género *Arachnocorallium* genera un cono terminal a partir de la unión de axopodios tipo membrana y capturan presas pequeñas del zooplancton y fitoplancton, básicamente microflagelados y bacterias (Matzouka, 2007). Además, esta especie puede presentar simbiontes algales en su citoplasma (Takahashi *et al.* 2003).

Estudios con trampas de sedimentos, mencionan que *A. calvata* es una especie con preferencias neríticas que se relaciona con alta productividad primaria y que puede estar asociada con altas concentraciones de ópalo biogénico y materia orgánica (Itaki *et al.* 2008). Además, análisis de secuencias sedimentarias en el sur del gC, permitieron inferir que *A. calvata* pertenece a una asociación de radiolarios caracterizada por procesos de mezcla y circulación superficial (Gómez-Lizárraga *et al.* 2008; Franco Torres *et al.* 2010)

Cladoscenum tricolpium (Haeckel, 1887), *sin.* *C. ancoratum* (Boltovskoy *et al.* 2010)

El hábitat de *C. tricolpium* es preferente hacia los 200-500 m en el Pacífico ecuatorial occidental y central (Yamashita *et al.* 2002) (Fig. 6), al parecer, esta distribución es característica del ecuador (Boltovskoy *et al.* 2010). Debido a que *C. tricolpium* es un nasselario con un número pequeño de cámaras y siguiendo con el estudio de Matzouka (2007) sus hábitos alimenticios podrían estar restringidos a organismos planctónicos

microflagelados y bacterias; además, debido a su distribución en la columna de agua, es posible que también sea un organismo detritívoro.

Dentro del gC, un estudio con sedimentos superficiales evidenció una amplia distribución de *C. tricolpium*, con máximas abundancias en zonas adyacentes a eventos de surgencias (Benson, 1966).

Clathrocircus stapedius (Haeckel 1887)

Estudios con secuencias sedimentarias de la región sur del gC, en cuenca La Paz (Gómez-Lizárraga *et al.* 2008) y cuenca Carmen (Franco-Torres *et al.* 2010), registran a *C. stapedius* muy abundante, y como parte de la asociación de radiolarios representativa de procesos de mezcla en aguas superficiales (Fig. 7).

Eucyrtidium hexagonatum (Haeckel, 1887)

El hábitat de *E. hexagonatum* es superficial, de 0-50 m en el sistema de la Corriente de California (Kling y Boltovskoy, 1995); en el Pacífico ecuatorial, se registraron máximas abundancias dentro de los primeros 120 m (Yamashita *et al.* 2002). Por otra parte, en el océano Indico, Gupta *et al.* (2002) registraron alta densidad poblacional dentro del intervalo de 50-100 m. Los estudios anteriores se resumen en la recopilación mundial de Boltovskoy *et al.* (2010) donde concluyen que más del 40 % de la población de *E. hexagonatum* ocupa los primeros 50 m de la columna de agua (Fig. 7).

En el Pacífico tropical, se ha evidenciado que *E. hexagonatum* habita bajo condiciones eutróficas, de gran concentración de nutrientes (fosfatos, silicatos y nitratos), preferentemente entre 27-28 °C de temperatura y salinidades de 35.2-35.5 (Yamashita *et al.* 2002). Por otra parte, un análisis sedimentario en el sur del gC, definió a *E. hexagonatum* como parte de una asociación caracterizada por evidenciar procesos de surgencias (Molina-Cruz *et al.* 1999).

Phormospyris stabilis scaphipes (Haeckel 1887)

P. stabilis scaphipes habita los primeros 150 m de la columna de agua Boltovskoy *et al.* (2010). Además, un análisis realizado con redes de apertura y cierre en la Corriente de California evidenció que *P. stabilis scaphipes* se concentró en un grupo asociado con temperaturas cálidas en ambientes de transición (Boltovskoy y Riedel, 1987). Por otra parte, el estudio de Molina-Cruz y Martínez-López (1994) relacionó a esta especie a una zona de frentes oceánicos, donde se encuentran el agua de surgencias dentro del golfo de Tehuantepec y el agua de la Corriente de California.

Pseudocubus obeliscus (Haeckel 1887)

P. obeliscus habita de 0-120 m de profundidad en los océanos mundiales y en particular en zonas tropicales (Yamashita *et al.* 2002; Boltovskoy *et al.* 2010). El estudio realizado en el Pacífico ecuatorial con redes de apertura y cierre registraron sus máximas abundancias en zonas de mezcla oceánica (surgencias), las cuales presentan altas concentraciones de nutrientes y temperatura (27-28 °C). Debido a su hábitat superficial y a su pertenencia dentro del orden Nasellaria la dieta de *P. obeliscus* se compone de fitoflagelados y bacterias (Matzouka, 2007).

Siphocampe sp. (Benson, 1966)

Siphocampe sp. se identificó y describió por primera vez en un estudio realizado con sedimentos superficiales del gC en este estudio, se registró que este taxón prefiere ambientes oceánicos, que se distribuye ampliamente en el golfo y que presenta sus máximas densidades en áreas donde yacen facies de diatomitas, por lo cual podría estar asociada con altas concentraciones de nutrientes debidos quizá a procesos de mezcla por surgencias (Benson, 1966).

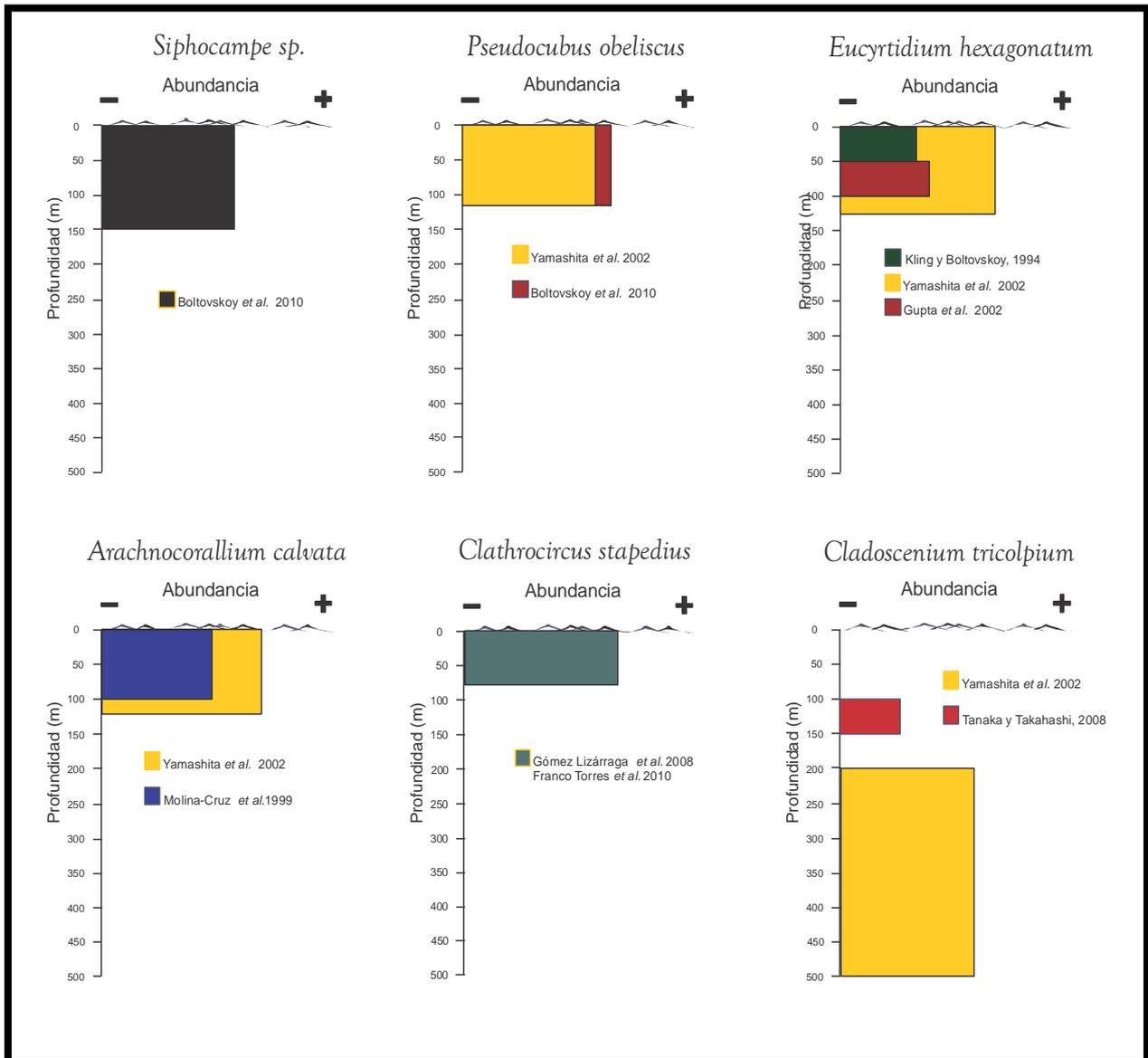


Figura 7. Máximas abundancias en columna de agua de los principales taxa del orden Nassellaria (Tomado de varias fuentes)

III. ESTUDIOS PALEOCLIMÁTICOS PREVIOS

Con el propósito de realizar interpretaciones paleoceanográficas y paleoclimáticas, a diferentes escalas temporales durante el Holoceno los sedimentos provenientes de cuenca Alfonso, han sido objeto de diversos estudios sedimentológicos (geoquímica, micropaleontológicos y mineralógicos). A continuación se detallan algunos trabajos que se relacionan con el presente estudio (Tabla 1).

Estudios de alta resolución: escala Milenaria

El primer estudio paleoceanográfico y paleoclimático que se efectuó en cuenca Alfonso, fue realizado por Pérez-Cruz en el año 2000 y más tarde fue retomado en 2006 en la secuencia sedimentaria BAP96-CP de 212 cm de longitud. En estos trabajos, se reconstruyeron las condiciones oceanográficas y climáticas del Holoceno Medio y Tardío, a través de análisis micropaleontológicos realizados con radiolarios. Estos análisis, se valoraron a baja y alta resolución, el primero, se realizó cada ~ 36 años, a partir de la abundancia de radiolarios identificados en cada centímetro de la secuencia y a través de un análisis de factores modo Q. El segundo análisis se estimó cada ~ 6 años y contempló la caracterización de láminas claras y oscuras a través de asociaciones de radiolarios, composición geoquímica de las láminas mediante un detector de energía dispersiva de rayos X (EDX) y parámetros magnéticos (susceptibilidad magnética y ciclos de histéresis)

La secuencia en cuestión se dató por medio del método radiométrico de ^{14}C -AMS (Pérez-Cruz, 2000) y ^{210}Pb (Pérez-Cruz, 2006). Debido al alcance estratigráfico de la secuencia y a la vida media de los elementos, el primer método definió el marco cronológico de la secuencia y las tasas de sedimentación de la misma, siendo la primera en la parte superficial (19-109 cm) de 0.34 mm/año, y la segunda en la porción basal (101-210 cm) de 0.26 mm/año.

En el análisis de baja resolución, se identificaron 3 factores importantes que se denominaron con base en las afinidades ecológicas de las asociaciones de radiolarios encontradas en cada factor. En este punto, es importante mencionar, que el trabajo posterior de Pérez-Cruz realizado en el año 2006 retomó el estudio del año 2000, éste análisis resultó en una caracterización más detallada de las 3 asociaciones o factores, en

particular uno de ellos que indica eventos fríos, los cuales se relacionan con eventos de carácter global (Fig. 8).

Douglas *et al.* (2001) con el propósito de conocer la temporalidad, amplitud y la naturaleza de la variabilidad climática y oceánica preservada en los sedimentos de cuenca Alfonso, realizaron un análisis espectral de alta resolución considerando imágenes de rayos X tomados a la secuencia laminada BAP96-CP. El modelo de edad y las tasas de sedimentación, se construyeron a través de un análisis con radiocarbono, radioisótopos y conteo de varvas de la secuencia. El análisis continuo de la secuencia mostró altas concentraciones de carbonato de calcio (CaCO_3) hacia los años 150, 350, 900, 3200-4200 A.P. y después del año 7300 A.P. (Fig. 8). A través de un análisis espectral reconocieron una ciclicidad de 1480 años, la cual correlacionaron con los ciclos “Bond” (episodios climáticos fríos y áridos ocurridos durante el Holoceno). Douglas *et al.* (2001) relacionan esta periodicidad con pulsos de productividad en cuenca Alfonso, los cuales pueden ser vistos en ciclos de disolución de carbonatos.

Por su parte, González-Yajimovich *et al.* (2005) analizaron los registros de carbono orgánico, carbonatos, sílice opalino, contenido terrígeno y densidad total de 6 núcleos de gravedad, para hacer un análisis comparativo entre la composición carbonatada y silicea de los sedimentos de la cuenca Alfonso (BAP94-CB, BAP96-CP, NH01-15GC3 y NH01-15MC1) y los de la cuenca Pescadero (NH01-26GCI y NH01-26MCI) (Fig. 8, Tabla 2). Los autores registraron mayores concentraciones de carbonato de calcio en cuenca Alfonso con respecto a cuenca Pescadero; en contraste, encontraron mayores concentraciones de ópalo biogénico en cuenca Pescadero que en Alfonso, y explican que esta diferencia radica en el aporte diferencial de nutrientes hacia las cuencas. Además, cabe resaltar que en el periodo reciente (últimos 400 años), se reconoció un evento climático global denominado “la Pequeña Edad del Hielo”, durante el cual, según los autores, la región sur del gC experimentó vientos de menor intensidad, lo cual propició una disminución de la productividad. Se sugirió también un incremento considerable en las lluvias y por ende mayor aporte terrígeno.

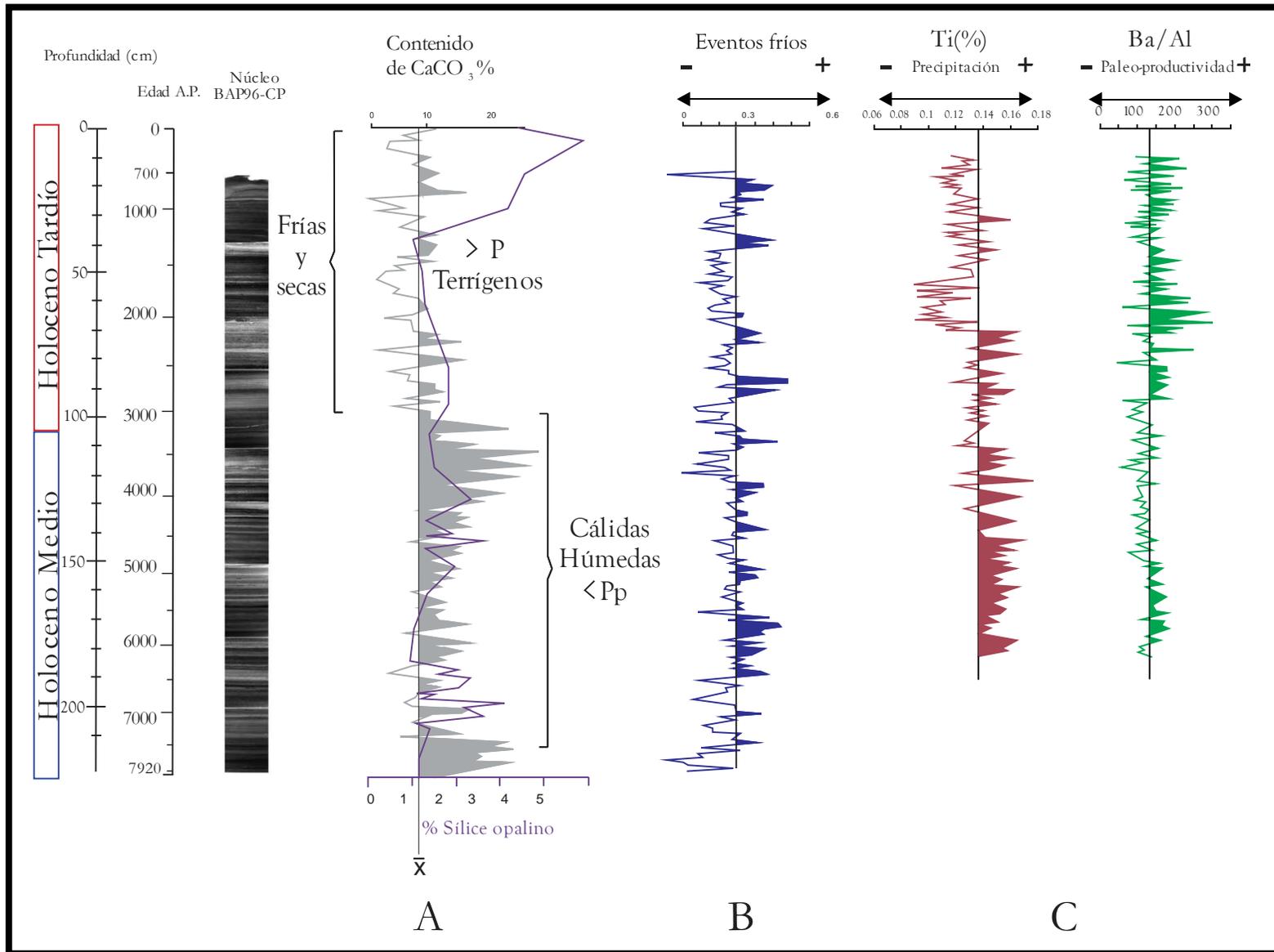


Figura 8. Integración de estudios paleoceanográficos y paleoclimáticos realizados en la secuencia sedimentaria BAP96-CP. Este grafico comprende los resultados de: A) Douglas et al. (2001); De Diego (1998), B) Pérez-Cruz, 2006 y C) Pérez-Cruz 2013.

Herguera y colaboradores (2003) con la finalidad de entender los mecanismos climáticos interanuales y decadales que causan variabilidad en la temperatura superficial del mar (TSM), realizaron un análisis de alta resolución a través del registro instrumental de TSM y del registro isotópico de *Globigerina bulloides* en la secuencia sedimentaria BAP96-CM (Fig.9, Tabla 2). También, se realizó una comparación con registros El Niño Oscilación del Sur (ENSO por sus siglas en inglés) y de la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) para conocer la sensibilidad del sur del gC a la variabilidad climática tropical y del Pacífico norte. Sus resultados muestran que el registro isotópico y el registro de ENSO tienen una alta correlación, con un retraso de 3 a 6 meses entre el ecuador y la porción sur del gC, sugiriendo una fuerte influencia del Pacífico en el gC.

Por otra parte, Staínes-Urías *et al.* (2009), realizaron un estudio comparativo de alta resolución en sedimentos marinos de cuenca Alfonso (MC15) y Pescadero (MC26). A partir de la composición isotópica de 2 especies de foraminíferos planctónicos (*G. bulloides* y *P. obliquiloculata*) y con la objetivo de analizar la variabilidad oceanográfica en la región sur del gC durante los últimos 400 años (Fig.9, Tabla 1), los autores reconocieron periodicidades en la variación de la TSM, además, con la finalidad de identificar los patrones dependientes del tiempo en los registros isotópicos, se realizó un análisis espectral. En ambos sitios de estudio, los autores encontraron mayores abundancias de *G. bulloides* (taxón asociado a eventos de surgencias y a columnas de agua homogéneas) en contraste con la especie *P. obliquiloculata* (un taxón tropical-subtropical asociada a la termoclina). Los autores concluyen que los registros de *G. bulloides* de las cuencas Pescadero y Alfonso muestran un primer periodo de 1600 a la mitad de 1800 que se caracteriza por condiciones de SST estables y un segundo periodo que abarcó la mitad del año 1800 hasta el 2000, donde se evidenció un rápido calentamiento superficial del mar subsecuente a la Pequeña Edad del Hielo, los autores infieren que las características antes mencionadas aunado a un incremento en la radiación solar, y al desplazamiento más hacia el norte de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) generó un decremento en los vientos del Noroeste, a su vez una disminución en los procesos de surgencias, lo cual provocó altas temperaturas

superficiales del mar y consecuentemente el decremento de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en *G. bulloides*.

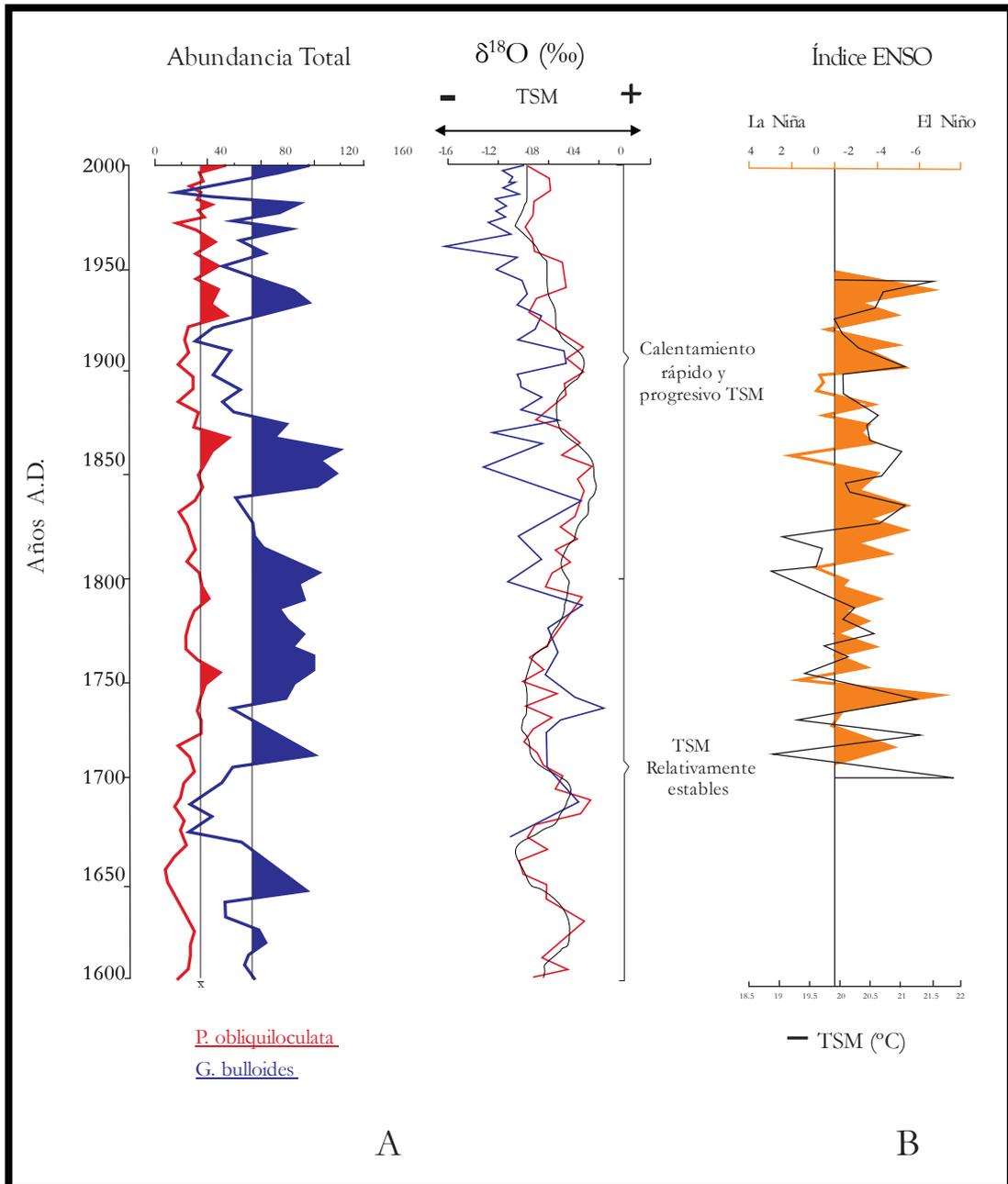


Figura 9. Integración de estudios paleoceanográficos y paleoclimáticos de alta resolución realizados en Cuenca Alfonso. (A) Modificado de Staines-Urías *et al.* 2009 (MC15) y (B) Modificado de Herguera *et al.* 2003 (BAP96-CM)

Tabla 1. Estudios paleoclimáticos y paleoceanográficos realizados en cuenca Alfonso durante el Holoceno.

Autor	Área de estudio	Alcance estratigráfico	Proxies	Interpretación paleoclimática
Douglas <i>et al.</i> (2001)	Cuenca Alfonso	Holoceno Medio-Tardío	Microfósiles, turbiditas, capas de inundación y variaciones en el contenido de carbonatos	De 7400 a 3000 años A.P. las condiciones climáticas fueron más cálidas y húmedas con baja productividad primaria. Desde los últimos 3000 años, el clima del gC se ha vuelto más frío y seco, debido a una mayor intensificación de los vientos del verano, este patrón propicia una mayor productividad, además, ha habido una mayor variabilidad climática desde los últimos 170 años.
González-Yajimovich <i>et al.</i> 2005	Cuenca Alfonso y Pescadero	Holoceno (9800 años A.P. al reciente)	Registro de carbono orgánico, carbonatos, sílice opalino, contenido terrígeno y densidad total	<p>Definen 3 periodos climáticos durante el Holoceno:</p> <p>1) 10,000 a 7,200 años cal. A.P. se presentó alta productividad como resultado de procesos de surgencias, los autores infieren fuertes vientos del NO que potenciaron estos fenómenos físicos.</p> <p>2) 7,200 a 4,200 años cal. A.P. periodo caracterizado por menor variabilidad climática y por un decremento general pero estable de la productividad.</p> <p>3) 4200 años cal A.P. al presente existió una gran variabilidad de los carbonatos y un incremento asimétrico de ópalo-carbonato entre la parte este y oeste del golfo; con menor productividad en cuenca Alfonso</p>
Herguera <i>et al.</i> 2003	Cuenca Alfonso	Últimos 300 años	Registro isotópico del foraminífero planctónico <i>G. bulloides</i>	Se evidenció un excelente acoplamiento entre los años de eventos de “El Niño” con temperaturas cálidas durante invierno, en contraste, las TSM frías de invierno, se asociaron con eventos “La Niña”. Se registró un calentamiento de TSM desde el invierno de 1830, el cual está vinculado con un mayor incremento de frecuencia y amplitud de los eventos ENSO, esta variabilidad interanual de TSM muestran una tendencia hacia valores cálidos para los últimos 170 años, con un promedio de 0.7 °C durante el segundo tercio del siglo XIX.
Staines-Urías <i>et al.</i> 2009	Cuenca Alfonso y Pescadero	Últimos 400 años	Registro isotópico de foraminíferos	Progresivo incremento de las TSM de invierno de hasta 1-1.5 °C, esta tendencia es más visible después de la segunda mitad del siglo XIX y se asocia a una disminución progresiva de precipitación en el golfo desde los últimos 4 siglos. Según los autores, este último periodo coincide con el final de la Pequeña Edad de Hielo (PEH).

Los estudios con escala milenaria y sub-milenaria antes descritos sugieren en cuenca Alfonso para el Holoceno Medio un escenario climático relativamente estable, con condiciones cálidas (González-Yajimovich *et al.* 2005; Pérez-Cruz, 2006). Se sugiere además, una relativa estabilidad de productividad, con algunos pulsos episódicos muy notables; sin embargo, cabe destacar que respecto a las condiciones de productividad de carbonatos se corrobora que cuando existe una menor concentración de CaCO₃ (atribuida a ciclos de disolución), se presentan máximas concentraciones de sílice biogénico (Douglas *et al.* 2001)

En lo que respecta al Holoceno Tardío, se sugieren condiciones relativamente más secas. Además, para este periodo existe un gran descenso en el contenido de carbonatos, además de la presencia de pulsos episódicos de alta productividad (Douglas *et al.* 2001; Pérez-Cruz, 2006)

En escala multidecadal, para la cuenca Alfonso, se sugieren condiciones de TSM relativamente estables desde el año 1600 y hasta 1800 A.D. (Staines-Urías *et al.* 2009), donde a partir de esta última fecha, se evidencia un calentamiento rápido y progresivo de la TSM la cual coincide con un aumento en los eventos de ENSO (Herguera *et al.* 2003). Se cree que las condiciones climáticas de hace 300-400 años para cuenca Alfonso son consecuencia de un incremento en la radiación solar y proponen que un desplazamiento más hacia el norte de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) pudo haber generado un decremento en los vientos del Noroeste, lo cual a su vez propicia una disminución en los procesos de surgencias y debido a lo anterior predominan TSM cálidas (Staines-Urías *et al.* 2009)

IV. VARIABILIDAD CLIMÁTICA DEL ÚLTIMO MILENIO

Variabilidad Centenaria

Considerando que el alcance temporal de este estudio es aproximadamente de los últimos 600 años, a continuación se describen los cambios climáticos más importantes ocurridos dentro del contexto del Holoceno Tardío.

El Holoceno es una época interglacial que comprende los últimos 11,700 años (www.stratigraphy.org) es la última época del periodo Cuaternario que se diferencia del Pleistoceno por sus climas relativamente cálidos (Fig. 10) (Cronin, 1999). La época del Holoceno no se divide en sub-etapas (Bowen, 1978, en Cronin, 1999); sin embargo, existe un consenso que lo divide en Holoceno Temprano (10 a 8 mil años), Holoceno Medio (8 a 4 mil años) y Holoceno Tardío (4 mil años al presente) (Cronin, 1999).

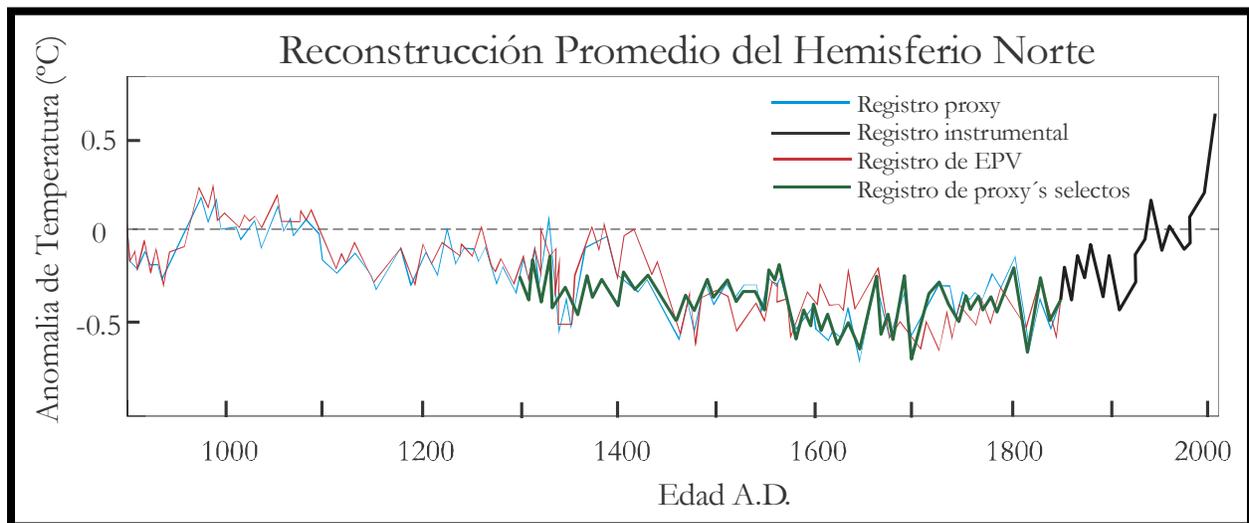


Figura 10. Reconstrucción decadal de temperatura superficial para el Hemisferio Norte, se muestra un registro proxy selecto basado en el registro local de temperaturas, además de los errores promedio de las variables (EPV) (Tomado de Mann *et al.* 2009).

En el Holoceno Tardío existieron 2 grandes periodos climáticos contrastantes, el primero denominado Anomalía Climática Medieval (ACM), el cual se presentó en el intervalo de 950 a 1250 A.D. (Mann *et al.* 2009), éste se caracterizó por presentar temperaturas cálidas en el verano para ambos hemisferios (Hughes y Díaz, 1994 en Uriarte 2003). Las temperaturas en

el Hemisferio Norte fueron 2 °C más altas que el promedio de temperaturas del siglo XV y XIX (Mann *et al.* 1999), también se han registrado periodos de sequias agudas en el mar Mediterráneo, un descenso del nivel del mar Caspio y una retracción de los glaciares suizos hacia zonas más altas (Broecker, 2001, en Uriarte, 2003).

En contraste, entre los años 1400 y 1700 A.D. se presentó un periodo frío denominado “La Pequeña Edad de Hielo” (PEH), la cual duro 300 años, durante este lapso, la temperatura promedio fue 1 °C menos con respecto a la temperatura del siglo XX (Fig. 10) (Mann *et al.* 2009). Cabe destacar que algunos autores mencionan que la PEH sólo afectó las estaciones invernales del Hemisferio Norte y en particular a la porción europea (Cronin, 1999; Uriarte, 2003).

Según Cronin (2010), los mecanismos de forzamiento climático que produjeron estos cambios a escala centenaria, se asocian con modificaciones en la actividad solar y con la actividad volcánica.

En particular, los cambios en la variabilidad solar se refieren particularmente a las variaciones en manchas solares, las cuales son zonas oscuras y relativamente más frías de la fotosfera solar. Se ha relacionado un máximo de manchas solares con el periodo cálido ACM (Solanki, 2004 en Cronin, 2010). En contraste, durante la PEH se han registrado múltiples mínimos de manchas solares entre ellas: Wolf (1300 A.D.), Spörer (1500 A.D.), Maunder (1645 y 1715 A.D.) y Dalton (1800-1830 A.D.), siendo el mínimo de Maunder, el de mayor duración y el causante de enfriar la baja estratosfera y modificar directamente la circulación estratosférica e, indirectamente, la circulación troposférica debido a la baja intensidad de las radiaciones ultravioletas (Lean, 1995 en Uriarte, 2003).

Estas condiciones climáticas de escala global, se han registrado y estudiado ampliamente en el Hemisferio Norte y en particular en el continente europeo. Estudios recientes realizados en sedimentos laminados del sur del gC también reportan estas señales climáticas (p.ej. Pérez-Cruz, 2006; Barron y Bukry, 2007); sin embargo, existen varias incertidumbres sobre la variación y alcance espacial de estos eventos climáticos y no se conoce si hubo respuesta en la

porción occidental del golfo, específicamente en cuenca Alfonso, donde podríamos relacionar estos eventos con cambios en la circulación profunda y superficial del golfo y con un mayor o menor aporte de sedimentos terrígenos hacia el interior de la cuenca.

Variabilidad Decadal-Interanual

En el Pacífico Norte, el índice que representa la variabilidad oceánica es la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP), ésta ha sido detectada y registrada como una anomalía de TSM en el norte del océano Pacífico desde los 20° latitud hacia los polos, la cual intercambia sus fases cada 20 a 30 años (Mantua *et al.* 1997). La fase cálida o positiva de la ODP ocurre cuando la porción Noroeste del Pacífico se torna frío, mientras que la parte Noreste del Pacífico se calienta. El patrón opuesto caracteriza una fase negativa o fría de ODP. Durante la fase positiva de la ODP, se incrementa la precipitación invernal que ocurre en el Suroeste de Estados Unidos y junto al Sureste de la costa de Alaska, mientras que ocurre una menor precipitación invernal en el Noroeste de US y el Suroeste de Canadá, éstas anomalías de precipitación, son inversas durante las fases negativas de ODP. Los patrones de precipitación invernal resultan de la posición y aumento del bajo de las Aleutianas el cual se fortalece y/o se localiza más al Este durante la fase positiva, mientras que se debilita o se localiza más hacia el Oeste en una fase negativa (Barron y Anderson, 2011).

En la Bahía de la Paz (BP), la señal positiva (cálida) de la ODP se asemeja a las anomalías de precipitación pluvial y de temperatura tipo El Niño con mayor precipitación en el invierno (Magaña, 1999 en Ricaurte-Villota *et al.* 2013) Mientras que la fase negativa (fría) de la ODP se asemeja a patrones climáticos de La Niña (Mantua *et al.* 1997). También, la señal de ODP, se vincula con procesos de escorrentía en la porción continental del gC pero no con la actividad ciclónica tropical (Brito-Castillo *et al.* 2003 en Díaz *et al.* 2008).

También, la oscilación del giro del Pacífico norte (NPGO por sus siglas en inglés) es un modo de variabilidad climática decadal de la circulación oceánica que repercute a escala global. El NPGO, está asociado con variaciones en los giros oceánicos (Di Lorenzo *et al.* 2010) y genera fluctuaciones en salinidad, nutrientes y valores de clorofila en el Centro y

Noreste del océano Pacífico hacia latitudes de 180° a 110° W y longitudes de 25° a 62° N (Di Lorenzo *et al.* 2009a). Estas fluctuaciones, generadas por el NPGO son producto de variaciones a escala regional (cuenca) e intervienen a través de cambios en procesos de surgencias producto del viento y advección superficial de agua (Di Lorenzo *et al.* 2008)

Al parecer, las anomalías en la TSM asociadas con el fenómeno de ENSO, el cual ocurre en el centro del océano Pacífico genera cambios en la circulación atmosférica extra-tropical, lo cual en su momento, conllevan a fluctuaciones decadales del NPGO (Di Lorenzo *et al.* 2010). Físicamente, la NGPO realiza cambios en la fuerza de la corriente Norte del Pacífico y en la extensión de la corriente de Kuroshio-Oyashio (Di Lorenzo *et al.* 2008, 2009b) por lo cual, la NPGO juega un rol de alta importancia en la modificación del clima del Pacífico y en ecosistemas marinos en la primera parte del siglo XX (Di Lorenzo *et al.* 2008; 2010)

En el Sistema de la Corriente de California, se ha demostrado que la variabilidad en la salinidad superficial y en la concentración de nutrientes en la superficie, están correlacionados con la NPGO (Di Lorenzo *et al.* 2008; Di Lorenzo *et al.* 2009a). En su fase positiva, la NPGO genera una intrusión inusual de Agua Sub-ártica dentro de la Corriente de California y una intensificación y transporte hacia el ecuador de la circulación geostrófica (Martínez-López *et al.* 2012)

Específicamente, en Bahía de la Paz, Martínez-López *et al.* (2012) a través de una trampa de sedimento y con el propósito de investigar las conexiones de las asociaciones de silicoflagelados con la variabilidad oceánica, realizaron un Análisis de Factores a partir del cual identificaron 3 patrones de variabilidad climática entre los que se destaca el Factor 2 denominado “sub-ártico” en el cual los taxa *Dictyocha epiodon* y *Distephanus speculum* son las especies representativas de esta asociación, éstas habitan en el giro de Alaska y en masas de aguas que van de sub-árticas a transicionales respectivamente (Polcheau, 1976 en Martínez-López *et al.* 2012). Siguiendo estas afinidades ecológicas, los autores sugieren la influencia del Agua de la Corriente de California (ACC) dentro de la BP. Además, se registró una correlación entre la abundancia de estos taxa con el índice NPGO, lo cual confirma la

incursión dentro de BP de agua de origen sub-ártico, específicamente ACC (Martínez-López *et al.* 2012)

Cabe mencionar que los patrones climáticos ODP y NPGO están vinculadas a la variabilidad tropical debido a la dinámica de ENSO (Di Lorenzo *et al.* 2009b).

Por otra parte, la mayor causa de variabilidad interanual en los patrones de circulación oceánica en los trópicos y latitudes medias se deben a la anomalía climática interanual denominada El Niño Oscilación Austral “ENOA” (ENSO por sus siglas en inglés). Este es un ciclo acoplado entre los sistemas atmosfera-océano que se alterna entre sus 2 fases “El Niño” y “La Niña” aproximadamente cada 2-7 años, con duración de 18-24 meses y que presenta regularmente su máxima amplitud durante el verano austral (diciembre a febrero). Por lo general, “El Niño” (La Niña) causa eventos cálidos (fríos) en el Pacífico tropical y en el océano Índico, además, inhibe (aumenta) la precipitación en la región oeste (este) del Pacífico (Bjerknes, 1969; Díaz y Markgraf, 2000; Allan, 2000).

En el gC “El Niño” causa una mayor incursión del Agua Tropical Superficial (ATS) que es cálida y oligotrófica (Baumgartner y Christensen, 1985; Lavín *et al.* 1997; Lavín *et al.* 2009), como consecuencia, se registra un aumento en la temperatura superficial del mar, baja salinidad superficial, elevación del nivel del mar y hundimiento de la termoclina (Lavín *et al.* 1997; Lavaniegos y González-Navarro, 1999). Estas condiciones, modifican el ciclo anual del gC (Lavín *et al.* 1997; Castro *et al.* 2000) pues generan baja productividad superficial, poco flujo de CO₂ a la atmósfera y lluvias de verano más intensas (Baumgartner y Christensen, 1985).

En particular, para el verano de la BP, aumentan las TSM hasta 4.2 °C para el intervalo de 0-30 m, la termoclina desciende de su posición habitual e incrementa la distribución en profundidad del AGC con salinidades superiores a 35 y una disminución de ASsSt. Para la estación de invierno, el aumento de la TSM es de 2 °C en la superficie, y un aumento 2.4 °C en la capa de 10-50m, existe un decremento gradual de salinidad a través de la columna de

agua, bajo la presencia del ASsSt, menor AGC y una mayor dominancia del ATS comparada con el verano (Obeso Nieblas *et al.* 2004).

Cabe destacar que una de las consecuencias biológicas que se manifiestan por la presencia de ENSO en el gC, es una mayor abundancia de especies con afinidad tropical, además de la disminución de la biomasa del fitoplancton (Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991) y zooplancton, esta última, se ha documentado para los años de 1957-58 (Smith 1971,1985; Colebrook 1977 en Lavaniegos y González-Navarro 1999); 1982-1983 (McGowan 1984,1985 en Lavaniegos y González-Navarro 1999) y 1992-1993 (Hayward *et al.* 1994 en Lavaniegos y González-Navarro 1999) en la Corriente de California y 1982-1983 en el gC; sin embargo, no todos los grupos zooplanctónicos disminuyen su población, algunos grupos como los eufásidos pueden incrementar su biomasa durante este fenómeno (Lavaniegos y González-Navarro, 1999).

OBJETIVOS

General

- Documentar las condiciones oceanográficas y climáticas de los últimos 600 años en la cuenca Alfonso a través de la caracterización microfaunística (radiolarios) de una secuencia de sedimentos marinos (Núcleo C-36).

Particulares

- Registrar cambios en la composición específica de radiolarios y su posible relación con las condiciones oceánicas, a través de un análisis de diversidad.
- Identificar cambios en la dinámica oceánica (masas de agua y productividad) a partir de la interpretación de las asociaciones de radiolarios.
- Documentar las condiciones climáticas durante el periodo conocido como La Pequeña Edad de Hielo en el área de estudio.
- Investigar la influencia de señales climáticas interanuales (ENSO) y decadales (ODP) en la región la región de estudio.

V. ÁREA DE ESTUDIO

Generalidades

La cuenca Alfonso es una pequeña depresión semi-cerrada, que se localiza dentro de BP en el margen suroccidental del gC entre los 24° 35' de latitud Norte y los 110° 36' de longitud Oeste, presenta una profundidad máxima de 410 m (Fig.11) (Nava-Sánchez, 1997; Monreal-Gómez *et al.* 2001; Obeso-Nieblas, 2007).

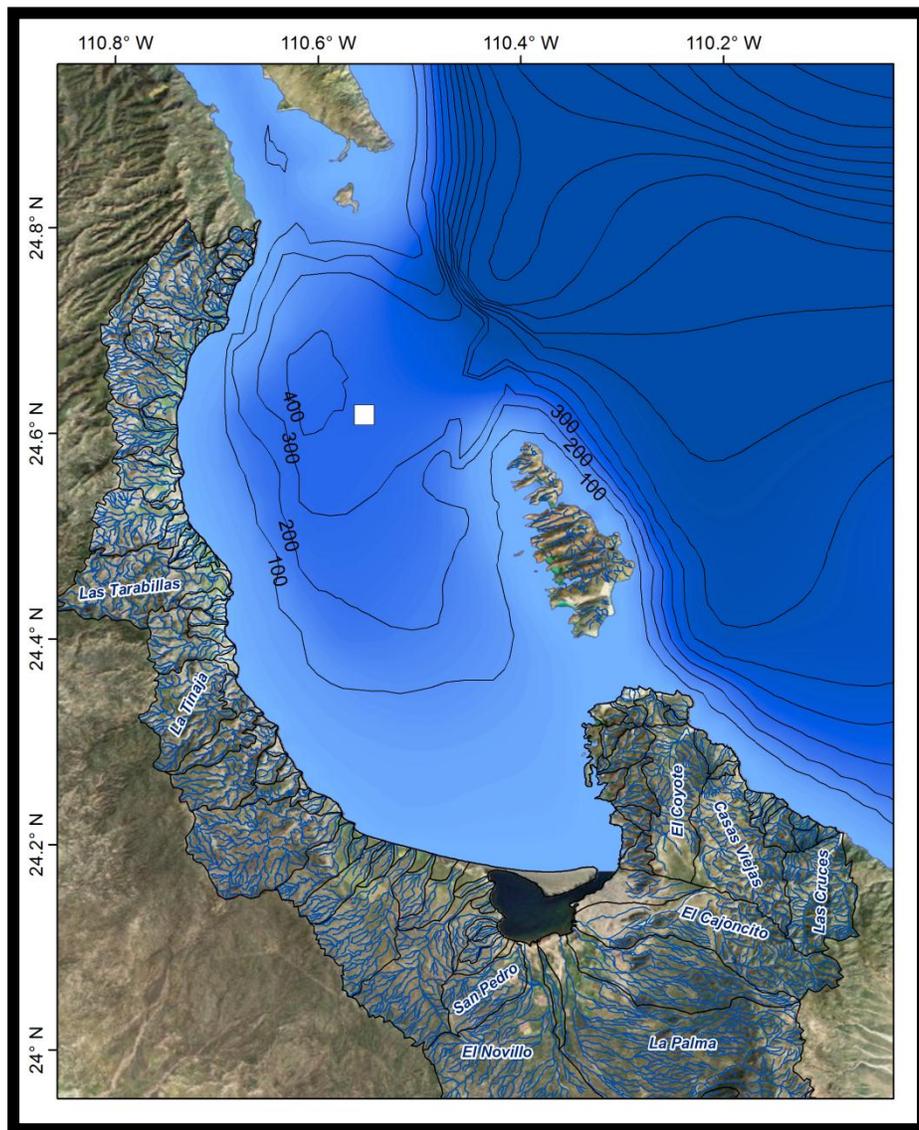


Figura 11. Localización de la cuenca Alfonso en la Bahía de la Paz, se muestra el sitio de obtención del núcleo C36, la batimetría de cuenca Alfonso y las cuencas de drenaje y arroyos. (Modificado de Choumiline, 2011).

Batimetría

Respecto a la batimetría, de la BP, se ha definido que el margen sureste presenta plataformas con talud continental estrecho debido quizá a que el aporte sedimentario es escaso. Las pendientes que circundan la BP presentan pendientes muy pronunciadas en el fondo marino, por ejemplo, el relieve occidental de la bahía tiene pendientes de hasta 350 m (Álvarez-Arellano *et al.* 1997), éstas están vinculadas con fallas (alto gradiente $>38^\circ$) con plataformas estrechas o inexistentes, islas y cañones (Nava-Sánchez *et al.* 2001).

En particular, la cuenca Alfonso, es una cuenca deposicional con morfología elongada-ovalada orientada en dirección norte-sur, se encuentra relativamente delimitada al oriente del gC, por un umbral localizado a ~ 275 m (Fig. 12) (Nava-Sánchez *et al.* 2001).

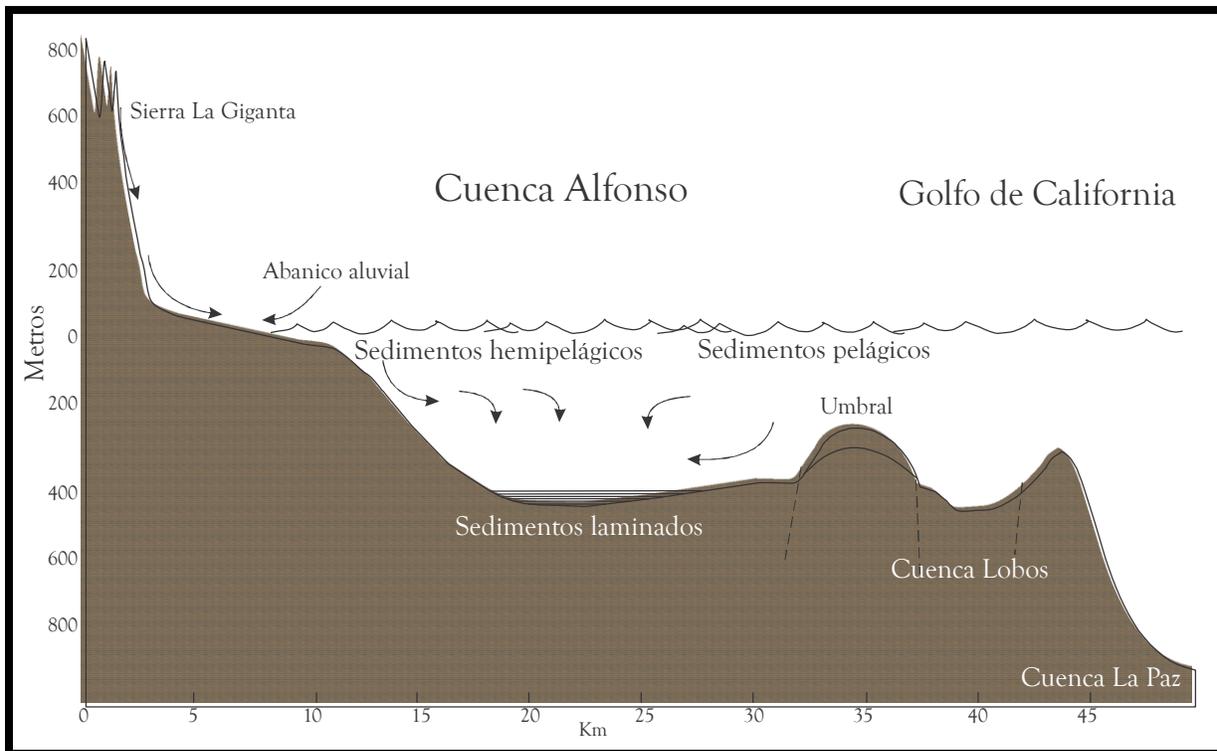


Figura 12. Sección transversal de cuenca Alfonso. Se muestra el patrón general de sedimentación y el umbral de la cuenca (Modificada de Nava-Sánchez *et al.* 2001).

Sedimentología

El gC se compone de una serie de cuencas escalonadas que disminuyen en profundidad a medida que aumentan en latitud (Nava-Sánchez *et al.* 2001); en particular, las cuencas Guaymas, Carmen, Pescadero y Alfonso presentan depósitos naturales de alta resolución temporal denominados “sedimentos laminados”, éstos registran con alta fidelidad, variaciones de precipitación atmosférica, aporte fluvial, productividad, procesos de reciclaje y transferencia en la columna de agua, así como cambios en los patrones de circulación oceánica y climática. Debido a ello, registran a diferentes escalas temporales la variabilidad del sistema climático a nivel local, regional y/o global (Pérez-Cruz y Herguera, 2011).

La porción sur de la BP, presenta una secuencia reciente de sedimentos lacustres, fluviales y posiblemente marinos en la base (Nava-Sánchez *et al.* 2001), actualmente es una zona de falla normal activa que contiene arenas, limos y arcillas (Álvarez-Arellano *et al.* 1997)

Por otra parte, los sedimentos laminados de cuenca Alfonso que se han estudiado en los últimos 30 años, se componen principalmente de sedimentos holocénicos terrígenos y biogénicos (Nava-Sánchez *et al.* 2001), aunque existen secuencias que van más allá del Holoceno (Pérez-Cruz comm. pers.) y están conformados por secuencias de aporte diferencial -laminaciones claras y oscuras- no anual, las cuales están bien preservadas debido al bajo contenido de oxígeno disuelto hacia la base de la columna de agua y en la interfase agua sedimento (Pérez-Cruz y Herguera, 2011). La composición diferencial de láminas en la cuenca Alfonso, resulta de un proceso cíclico a nivel oceanográfico-climático, con principales variaciones en el aporte terrígeno (Molina-Cruz *et al.* 2002) asociado a temblores, tormentas, factores tectónicos, la presencia del fenómeno ENSO y/o con la migración latitudinal de la ZCIT (Pérez-Cruz y Urrutia Fucugauchi, 2010).

Climatología

La región de estudio, presenta un clima semidesértico (BWh) con nubosidad asociada a tormentas tropicales y/o a frentes atmosféricos. Anualmente, los procesos de evaporación,

exceden los de precipitación de hasta 300 mm/año y 150 mm/año respectivamente (Monreal-Gómez *et al.* 2001; Jiménez Illezcas *et al.* 1997).

Condiciones atmosféricas

El patrón de vientos en la BP, es estacional. Presenta condiciones atmosféricas relativamente frías de noviembre-mayo (Obeso-Nieblas *et al.* 2004) donde el campo de vientos está determinado por el movimiento atmosférico del centro de alta presión en el Pacífico y el centro de baja presión en el desierto de Sonora. Bajo este escenario, se presentan máximas intensidades de vientos del noroeste (NO) de hasta 12 m s^{-1} (Monreal-Gómez *et al.* 2001). En contraste, la mínima intensidad del viento proviene del sureste (SE), con valores de 5 m s^{-1} (Monreal-Gómez *et al.* 2001), estas condiciones, generan vientos húmedos y cálidos sobre la región de estudio de junio-octubre (Obeso Nieblas *et al.* 2004).

Hidrografía

El intercambio de aguas superficiales entre el gC y la BP, ocurre principalmente a través de “Boca Grande” en la región norte (250 m), entre las islas Partida y San José y en menor proporción por el canal de San Lorenzo (20 m) (Monreal-Gómez *et al.* 2001) (Fig. 11).

Masas de Agua

En la BP se han descrito tres masas de agua (Monreal-Gómez *et al.* 2001) (Fig. 13):

El Agua del Golfo de California (AGC), la cual presenta salinidades superiores o iguales a 35 y temperaturas $\geq 12 \text{ }^\circ\text{C}$, con distribución de 0 a ~ 30 m de profundidad.

El Agua Ecuatorial Superficial, actualmente nombrada Agua Tropical Superficial (ATS) presenta salinidades menores a 35 y temperaturas $\geq 18 \text{ }^\circ\text{C}$ con una distribución desde los 25 a los $\sim 50\text{-}60$ m de profundidad.

Subyaciendo a éstas masas de aguas superficiales, se encuentra el Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt), con valores de salinidad de $34.5 < S < 35$ y un rango de temperaturas de

9-18 °C, esta gran masa de agua, se localiza desde los 60 m en su límite superficial hacia los 350 m de profundidad que presenta la cuenca Alfonso.

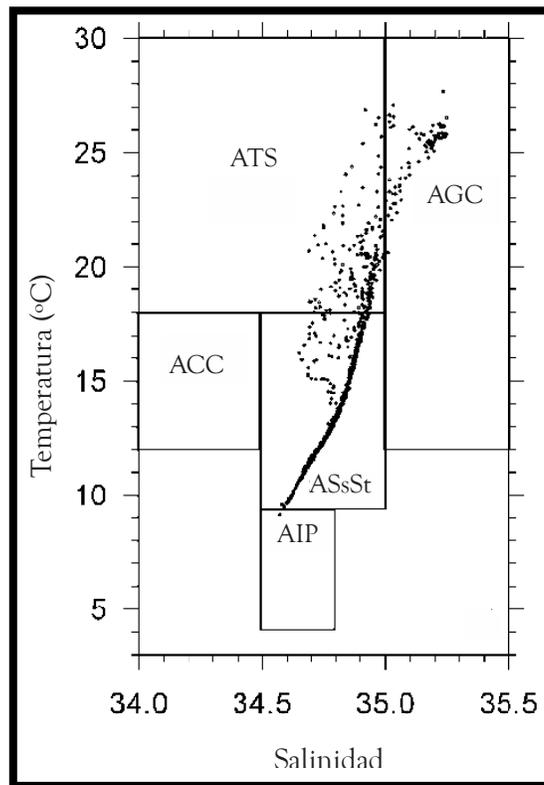


Figura 13. Diagrama de Temperatura y Salinidad que muestra las masas de agua presentes en la Bahía de la Paz registrado durante el mes de junio de 1998 (Tomado de Monreal-Gómez *et al.* 2001).

Según Monreal-Gómez *et al.* (2001) la presencia del AGC dentro de la BP puede ser explicada por 2 mecanismos:

- 1.- El AGC se forma dentro de la bahía al modificarse la salinidad del ATS debido a los procesos de evaporación, transformándose en un agua con las características del AGC.
- 2.- El AGC llega a la bahía desde el norte del gC, ya que la salinidad superficial del mar se incrementa desde boca grande hacia el interior de la bahía y la capa del AGC tiene mayor espesor dentro de la bahía.

La presencia de las masas de agua antes descritas está establecida en el estudio de Villegas-Aguilera (2009), donde a través de datos de temperatura y salinidad obtenidos con CTD, se

evidenció que para los meses de enero a junio domina el AGC y ASsSt, en julio prevalecen el AGC, ATS y ASsSt y de agosto a noviembre dominan el ATS y ASsSt.

Con base en lo anterior se puede decir que la hidrología de la BP está estacionalmente definida por la presencia del AGC y el ASsSt durante el invierno-primavera. Mientras que, durante el verano-otoño ocurren y presentan comúnmente el ATS, AGC y el ASsSt. Las variaciones observadas en la hidrología pueden estar asociadas a diferentes factores tales como, fenómenos interanuales, como El Niño y/o la ODP, la resolución de muestreo, y los instrumentos con que se obtienen los registros.

Circulación

Dentro de los cuerpos acuáticos costeros, la circulación termohalina aunada a corrientes de marea y a la deriva del viento, pueden producir distintos elementos dinámicos como giros, surgencias y convergencias, éstas juegan un papel importante en la evolución de los ecosistemas neríticos (Salinas-González *et al.* 2003).

En el caso de BP, la temperatura presenta mayor influencia sobre el campo de densidad y es el factor dominante en la formación de la estructura termohalina ya que su estabilidad está determinada por el intercambio dinámico de agua a través de boca grande y por los cambios termodinámicos locales en la capa superficial sometida a procesos atmosféricos tales como insolación, evaporación, precipitación y mezcla (García-Mirafuentes, 2010):

Por otra parte, las variaciones estacionales de la estructura vertical de la temperatura en la BP están relacionados con factores (Reyes-Salinas *et al.* 2003), entre los que se destaca:

- 1.- La radiación solar, que desempeña un papel importante en el calentamiento de la capa superficial durante el verano.

- 2.-Variaciones del flujo de calor en la capa superficial de BP, con ganancias de calor en primavera-verano y pérdidas para el otoño e invierno. Debido a que estos flujos están íntimamente relacionados con las condiciones meteorológicas, entonces, la estructura termohalina responde a estas condiciones y presenta un marcado ciclo estacional.

Condiciones bajas de estratificación en BP, se ha reportado para el invierno y primavera (Monreal-Gómez *et al.* 2001; Salinas-González *et al.* 2003), ésta se va incrementando y se establece hacia los meses de junio-septiembre bajo el patrón de vientos proveniente del sur-sureste, aunado a una mayor radiación solar (Salinas González *et al.* 2003; Villegas-Aguilera, 2009), con ausencia de la capa de mezcla (García-Mirafuentes, 2010); sin embargo, también se ha reportado durante el mes de octubre junto con una capa de mezcla superficial bien definida (Zaytsev *et al.* 2010) (Fig.14).

En lo que respecta a la capa de mezcla, se han reconocido diferencias importantes en el grosor de la capa de mezcla (Salinas-González *et al.* 2003); Sin embargo, diversos autores coinciden en que la capa de mezcla presenta sus máximas profundidades durante el invierno, específicamente en enero-febrero, con una mezcla superficial desde 70-100 m (Reyes-Salinas *et al.* 2003; Villegas-Aguilera, 2009 y García-Mirafuentes, 2010). A finales de marzo es a partir de donde se presenta un incremento constante de la temperatura y comienza la formación de la capa de mezcla poco profunda, ésta va disminuyendo progresivamente a lo largo del año, específicamente en verano; sin embargo, se ha registrado una capa de mezcla de hasta 45-50 m debido a la presencia de tormentas tropicales y/o al impacto de huracanes hacia agosto-septiembre (Salinas-González *et al.* 2003). Más tarde, hacia finales del otoño (noviembre), se observa un incremento constante e importante en la termoclina hasta alcanzar su máximo espesor de ~65m, posteriormente, por procesos de convección, la capa de mezcla incrementa rápidamente durante los meses de diciembre-enero (≥ 70 m) (Reyes-Salinas *et al.* 2003).

Giro ciclónico

En 1997, Jiménez-Illescas *et al.* analizaron un proceso de circulación barotrópica generado por el viento, en este estudio y a partir de un modelo numérico proponen que los vientos provenientes del NO inducen un giro ciclónico en el sur de la bahía, mientras que los vientos del sur producen un giro anticiclónico. Más tarde, Monreal-Gómez *et al.* (2001) evidenciaron en cuenca Alfonso para el mes de junio una estructura baroclínica correspondiente a un giro ciclónico, el cual se representó a más de 150m de profundidad, con su centro localizado en cuenca Alfonso.

Posteriormente, para el mes de febrero del 2006, se reportó la presencia de una capa de mezcla somera 0-45 m, bajo la cual se encontraba un giro ciclónico que se extendía hasta los 110 m de profundidad sobre cuenca Alfonso, este giro, presentaba un radio de 12.3 km y velocidades de hasta 28 cm s^{-1} (García-Mirafuentes, 2010).

El origen del giro ciclónico sub-superficial considerado semi-permanente en la BP se atribuye a la influencia del viento (Jiménez-Illescas *et al.* 1997) o al intercambio de aguas entre la BP y el gC. (Monreal-Gómez *et al.* 2001); sin embargo, el principal mecanismo de generación del giro ciclónico es la forma que toma el flujo a través de boca grande, con algunas contribuciones del viento en su desarrollo y posición (García-Mirafuentes, 2010).

Oxígeno

El oxígeno disuelto en BP, fue registrado por Monreal-Gómez *et al.* (2001), en él, se registraron valores de 5 ml/L en el intervalo de 0-25 m, donde debajo de los 25 m, se definió una oxiclina bien desarrollada. Por otra parte, hacia los 75 m de profundidad el contenido de oxígeno disuelto fue de 1 ml/L, mientras que las aguas de fondo presentan valores de oxígeno disuelto cercano a los 0.1 ml/L.

Productividad

Con el propósito de comprender los mecanismos que controlan la productividad primaria en la zona eufótica de BP, diversos autores han contribuido al conocimiento de los patrones oceánicos y climáticos que intervienen en el proceso de fertilización (Martínez-López *et al.* 2001; Reyes-Salinas *et al.* 2003; Villegas-Aguilera 2009; Aguiñiga *et al.* 2010 y García-Mirafuentes, 2010)

La estimación de productividad primaria (P_p) realizada por Villegas-Aguilera (2009) a través de un perfilador de fluorescencia y de radioisótopos registraron sus valores máximos en primavera ($16 \text{ mgCm}^{-3}\text{h}^{-1}$) bajo condiciones de mínima estratificación. Cabe destacar que se registraron máximas concentraciones de nutrientes de diciembre-julio y mayores abundancias de nanofitoplancton (2 a $20\mu\text{m}$) donde también fueron importantes las abundancias de

diatomeas y silicoflagelados bajo condiciones de turbulencia de fuerte a moderada. En contraste, durante el verano-otoño, se presentaron valores mínimos de productividad de hasta $2 \text{ mgCm}^{-3}\text{h}^{-1}$ en conjunto con altos valores de estratificación. Durante este periodo se registraron menores concentraciones de nutrientes (agosto-noviembre), con máxima producción de microfitoplancton ($20 \text{ a } 200\mu\text{m}$) en particular para los meses de mayo-junio bajo una capa de mezcla somera (Villegas-Aguilera, 2009) (Fig.14).

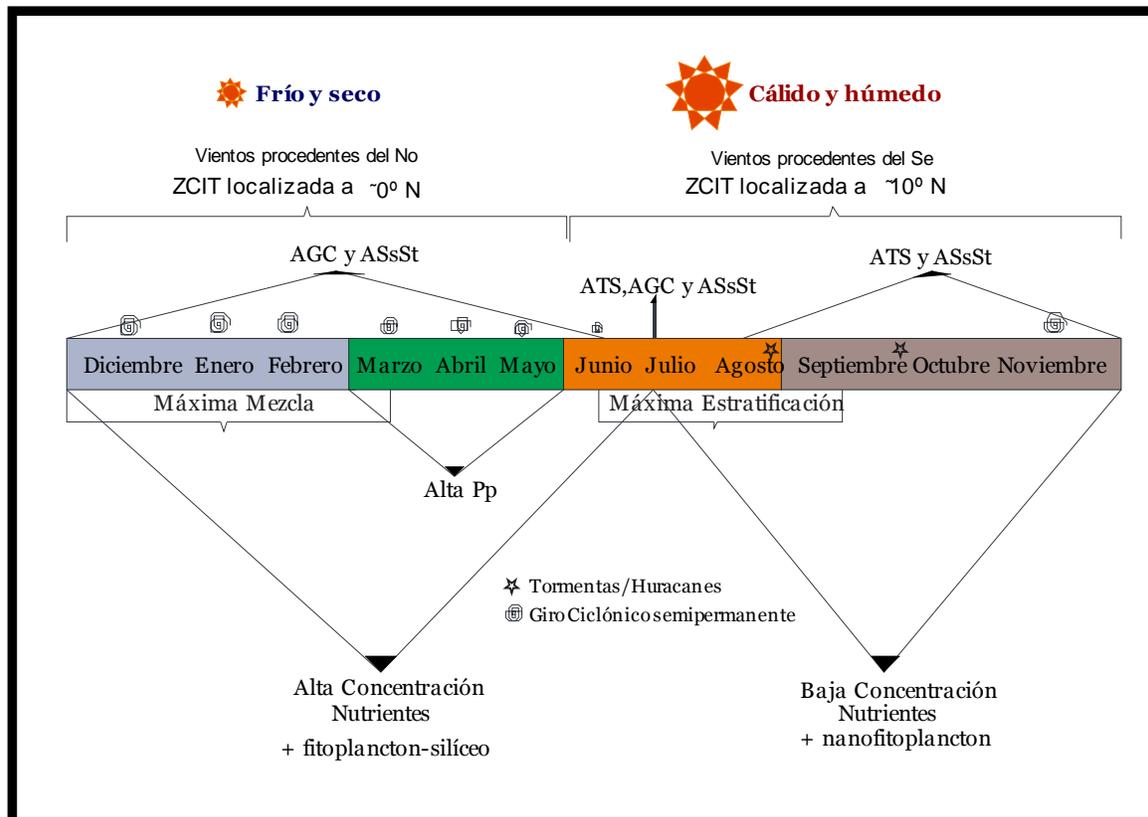


Figura 14. Principales características atmosféricas, hidrológicas, y productivas en cuenca Alfonso. (Tomado de Monreal-Gómez *et al.* 2001; Salinas-González *et al.* 2003; Reyes Salinas *et al.* 2003; Obeso Nieblas *et al.* 2004; Villegas Aguilera, 2009 y García Mirafuentes, 2010)

Según Villegas-Aguilera, (2009) el incremento en la abundancia del fitoplancton silíceo, se relaciona con la influencia de 2 mecanismos físicos alternos:

- 1.- Mezcla de la columna de agua (mezcla intensa de diciembre a marzo)
- 2.- Incursión de una masa de agua rica en nutrientes a la base de la zona eufótica (vinculada con la presencia del giro ciclónico)

A manera de síntesis de los procesos oceánicos se evidencia que existe una dependencia entre la Pp y la mezcla de la columna durante verano, ya que una alta estratificación inhibe la fertilización de la capa superficial, mientras que una columna de agua bien mezclada facilita la fertilización. En la BP, el proceso de convección que ocurre durante el invierno, permite la fertilización de las capas superficiales por lo que durante la primavera cuando las condiciones son favorables, aunado a una disponibilidad de nutrientes, se presentan valores máximos de Pp y una relativa baja estratificación. En contraste, durante el verano, la estratificación se hace más evidente en la columna de agua y la termoclina de verano inhibe el paso de nutrientes a las capas superficiales y por tanto, existe una gran disminución en la Pp para la BP (Villegas-Aguilera, 2009) (Fig.14).

VI. MATERIALES Y MÉTODOS

Obtención de la secuencia sedimentaria C36

La secuencia sedimentaria C36 se colectó a 385.91 m de profundidad por medio de un Nucleador de caja tipo “Reinek” en la porción occidental de cuenca Alfonso, BP, entre las coordenadas 24° 37. 073 de latitud N y 110° 33.288 de longitud W, el día 27 de Mayo del año 2011 a bordo del Buque oceanográfico “el Puma” durante la campaña oceanográfica “Dinámica Oceanográfica y Paleoc oceanográfica” (DIPAL IV) (Fig.15)

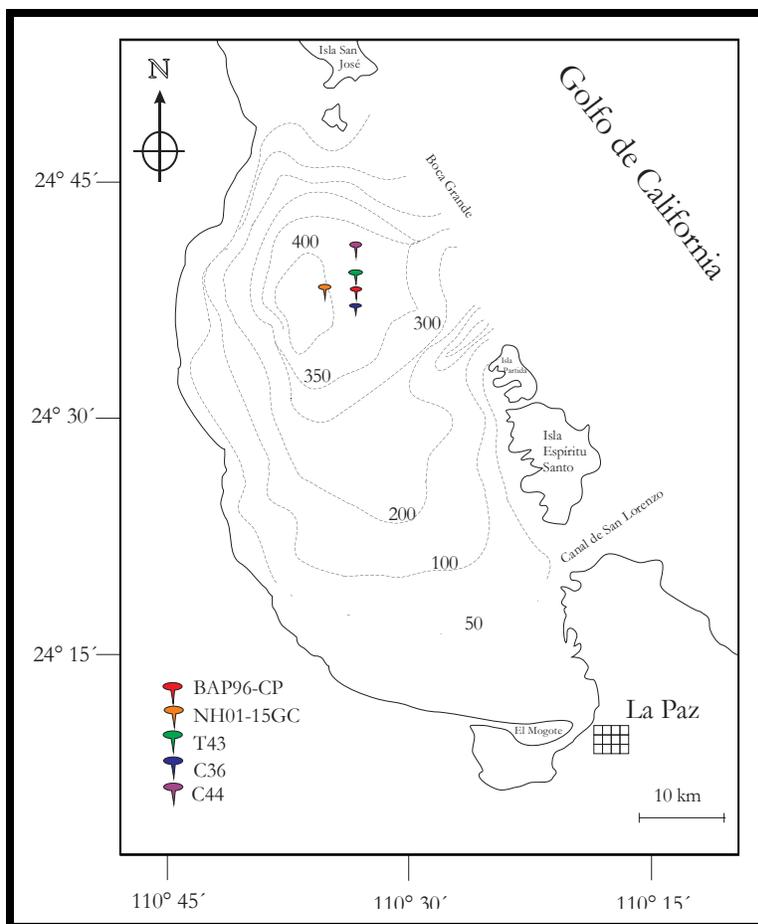


Figura 15. Localización de las secuencias sedimentarias estudiadas en cuenca Alfonso. BAP96-CP (Pérez-Cruz, 2000, 2006; Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi 2009, 2010; Douglas *et al.* 2001; Molina-Cruz *et al.* 2002), T43 (Pérez-Cruz 2013), NH01-15GC (González-Yajimovich *et al.* 2005), C44 (Álvarez-Gómez, 2010; Choumiline *et al.* 2010) y C36 (Este estudio).

Sub-muestreo de la secuencia

La secuencia sedimentaria se dividió en 2 secciones A y B, las cuales a su vez se subdividieron verticalmente en 4 lajas para sus diferentes análisis. El muestreo de la secuencia C36 se realizó en el Laboratorio de Paleomagnetismo y Paleoambientes (Nucleoteca II), del Instituto de Geofísica.

Modelo de edad

La cronología de la secuencia sedimentaria C-36, se obtuvo a través del método radiométrico de ^{210}Pb . El ^{210}Pb es un isótopo natural inestable con una vida media de 22.26 años, su vida media relativamente corta permite su utilización en la determinación de la edad absoluta de registros sedimentarios que abarcan aproximadamente los últimos 200 años y es frecuentemente utilizado para determinar el marco geocronológico en sedimentos lacustres y marinos (Appleby y Oldfield, 1992).

Procesamiento de las muestras

Se realizaron cortes cada 3 mm de toda la secuencia obteniendo un total de 122 muestras duplicadas con un volumen aproximado de 3.564 cm^3 por muestra, donde una porción se utilizara para el análisis biológico (radiolarios) y la otra para análisis geoquímicos. Las muestras se procesaron de acuerdo a la técnica de Molina-Cruz (1977), Roelofs y Piasis (1986) y Pérez-Cruz (2000) con algunas modificaciones, ésta se describe brevemente a continuación.

Cada muestra se colocó en un vaso de precipitados de 500 ml previamente etiquetado y se le añadieron 100 ml de agua. Posteriormente, se agregaron 25 ml de Agua oxigenada (H_2O_2 al 30 %) y 25 ml de Ácido clorhídrico (HCl al 37.7 %) al vaso contenedor de la muestra. El procedimiento se realizó sobre una parrilla eléctrica a una temperatura de $\sim 250 \text{ }^\circ\text{C}$ con el objetivo de acelerar la reacción química y la eliminación de materia orgánica y carbonatos presentes en la muestra.

Al término de la reacción, cada muestra se lavó con agua corriente sobre un tamiz con apertura de malla de 44 μm , la fracción retenida en el tamiz, se distribuyó aleatoriamente sobre una caja petri dentro de la cual se colocaron 2 portaobjetos previamente etiquetados, mediante decantación, la muestra resultante se sometió al secado en un horno a 40 °C durante 30 minutos. Posteriormente, se realizó el montaje de las láminas con Entellan® como medio de montaje. Finalmente cada placa se limpió perfectamente con una solución de Xilol (al 100 %) para su consecutiva observación al microscopio.

La identificación taxonómica de los radiolarios se basó en los trabajos previos de identificación realizados por Nigrini y Moore (1979), Boltovskoy y Riedel (1980), Boltovskoy y Jankilevich (1985) y Benson (1966, 2005) mediante la utilización de un microscopio óptico (Axioskop 40 Carl Zeiss) con los objetivos A-plan de 20x y 40x.

Para conocer las afinidades ecológicas de las especies de radiolarios policistinos representativas se realizó una revisión bibliográfica sobre algunos estudios de radiolarios realizados con trampas de agua, trampas de sedimento, sedimentos superficiales y secuencias sedimentarias, en diferentes regiones como: el Pacífico ecuatorial oriental y occidental (Boltovskoy y Jankilevich, 1985; Yamashita *et al.* 2002; Kamikuri *et al.* 2008), en la porción nororiental del Pacífico (Okazaki *et al.* 2004, 2005; Itaki *et al.* 2008), el Pacífico subártico (Tanaka y Takahashi, 2008; Ikenoue *et al.* 2012; Itaki *et al.* 2012), en la región de la Corriente de California (Boltovskoy y Riedel, 1987; Welling *et al.* 1992; Kling y Boltovskoy, 1995; Weinheimer y Cayan, 1997), en el Golfo de Tehuantepec (Molina-Cruz y Martínez López, 1994) y el Golfo de California (Molina-Cruz *et al.* 1999; Pérez-Cruz, 2006; Gómez-Lizárraga *et al.* 2008; Franco-Torres *et al.* 2010).

Análisis de Diversidad

El análisis de diversidad biológica (Db), pretende medir el grado de complejidad que presenta la comunidad de radiolarios y nos permite estimar la cantidad de posibles relaciones existentes en la muestra y por lo tanto de su estabilidad; a mayor número de relaciones,

mayor es la capacidad de respuesta a una perturbación (Garmendia Salvador y Samo Lumberas, 2005).

El análisis de Db se basó en:

1.-La riqueza de especies o riqueza específica (S), se basa únicamente en el número de taxa presentes en la muestra, sin considerar el valor de importancia de los mismos, en particular se consideró el índice de Menhinick (D_{Mn}) (Whittaker, 1977):

$$D_{Mn} = S/\sqrt{N}$$

2.- El índice de dominancia de Simpson (D) (Simpson, 1949), es un índice heterogéneo, que favorece las abundancias de las especies más comunes y son poco sensibles a valores de riqueza específica. Este índice proporciona la probabilidad de que dos individuos tomados al azar de una muestra infinita, pertenezcan a la misma especie y se define con:

$$D = \sum p_i^2$$

Dónde:

Pi= La abundancia proporcional de individuos en la *iesima* especie, es decir, el número de individuos de la especie i dividido entre el número total de individuos de la muestra ($p_i = n_i/N$), donde n_i es equivalente al número de individuos de la especie i y N corresponde al número total de individuos para todas las S especies en la comunidad.

A medida que D incrementa, la diversidad decrece y debido a ello, el índice de Simpson usualmente se expresa como 1-D o 1/D. Este índice presenta valores mínimos de 0 y máximos de 1, donde 1 equivale a muy baja diversidad.

3.- El índice de Shannon-Wiener (H'), mide la equidad con relación a la riqueza de especies y expresa la uniformidad de los valores de importancia a través de todas las especies de la muestra, mide el grado promedio de incertidumbre en predecir a que especie pertenecerá un individuo escogido al azar de una muestra (Peet, 1974; Magurran, 1988; Baev y Penev, 1995).

Asume que los individuos son seleccionados al azar a partir de una población infinitamente grande (Pielou, 1975) y que todas las especies están representadas en la muestra y está definido por la ecuación:

$$H' = - \sum p_i \ln p_i$$

Donde:

Pi= representa la proporción de individuos encontrados en la *iesima* especie; en una muestra (pi=ni/N)

Adquiere valores mínimos cuando todos los individuos pertenecen a una misma especie y un valor máximo cuando todas las especies tienen la misma cantidad de individuos (Magurran, 1988). Generalmente, sus valores oscilan entre 1.5 y 3.5 y raramente sobrepasa los 4.5 (Margalef, 1975). Una alta equitabilidad ocurre cuando las especies son iguales o virtualmente iguales en abundancia y equivale generalmente a altos valores de diversidad (Magurran, 1988)

VII. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Descripción de la secuencia sedimentaria C36

La descripción de la secuencia sedimentaria C36 se realizó considerando las siguientes características: textura y composición, coloración de la secuencia, estructuras sedimentarias presentes (láminas, capas e inclusiones) y perturbaciones (biológicas u ocurridas durante la manipulación). El núcleo DIAPAL IV-C36 midió 36.5 cm de longitud en su porción más larga, los sedimentos que lo componen presentan texturas limosas-arcillosas. A simple vista se observa una estructura laminada interrumpida a lo largo de toda la secuencia (Fig.16).

Las láminas claras/oscuras tienen diferentes grosores que van de aproximadamente 0.7 a 2 mm, en particular éstas son más conspicuas en la parte superior del núcleo. También, es posible observar en algunos intervalos, inclusiones de espinas y vertebras de peces (Fig. 16). La observación de los frotis realizados en los intervalos seleccionados con base a diferencias de color y textura, evidencian un bajo contenido de organismos de sílice en comparación con el conjunto carbonatado, donde abundan foraminíferos bentónicos (Tabla 5).

Los colores de la secuencia sedimentaria C36 se definieron a través de la Tabla de Colores Munsell (1991). Se observó en términos generales un color gris olivo-oscuro (Hue 5y3/2 a Hue 5y2/1) para las láminas oscuras, y una coloración amarilla grisácea a amarilla oscura (Hue 5y8/1 a Hue 5y 6/4) para las láminas claras (Fig. 16).

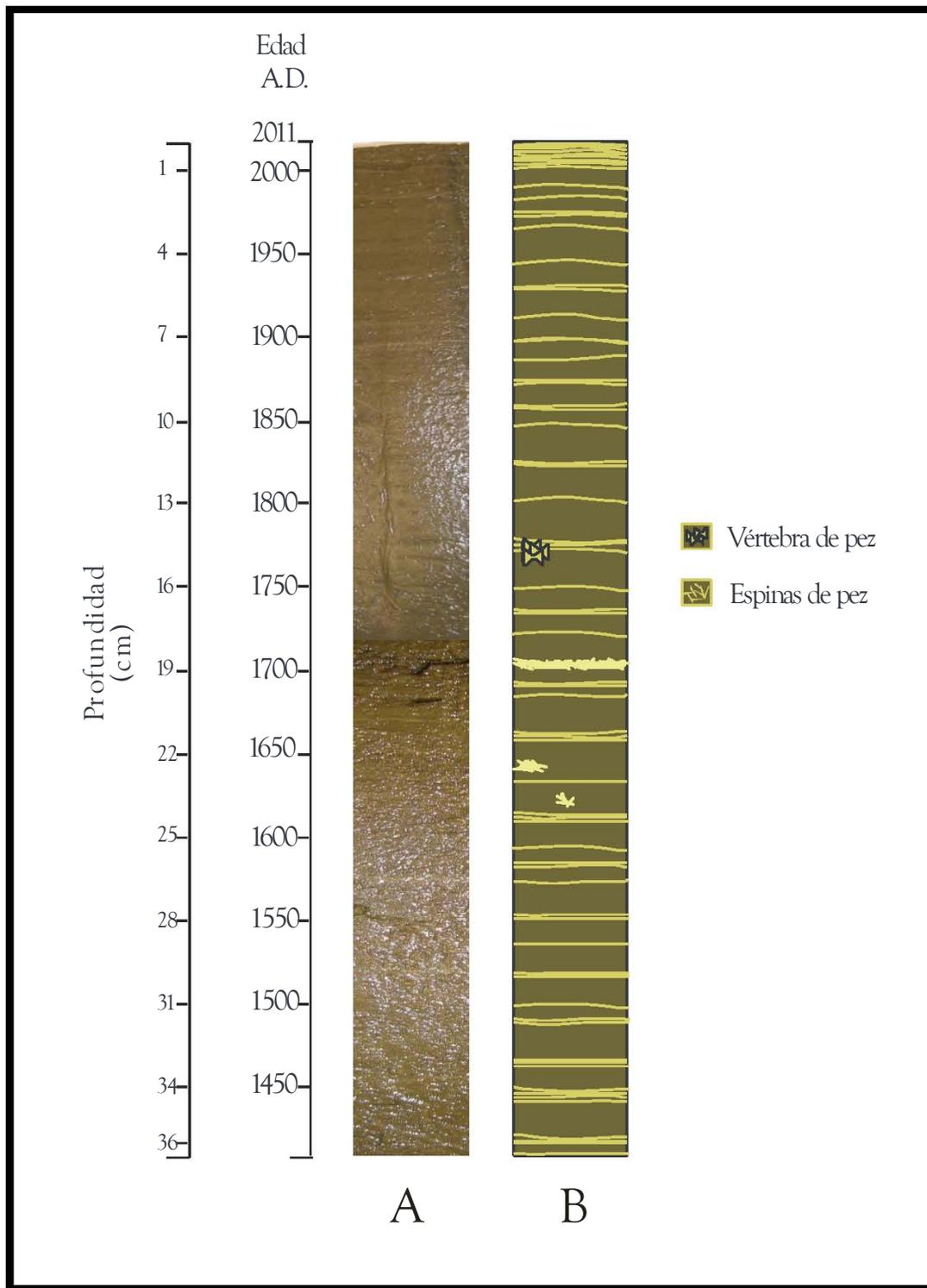


Figura 16. Profundidad y edad del núcleo C36. A) Fotografía del núcleo, B) Representación esquemática de la secuencia. Se muestra su estructura laminada e inclusiones.

Tabla 2. Características de los frotis realizados en la secuencia sedimentaria C36

	Lámina clara/oscuro	Lámina oscura	Lámina clara
Radiolarios	≥20%	Abundantes	≥40%
Diatomeas	<20%	Composición >20 % y <70 %	≥80%
Foraminíferos	Abundantes formas planctónicas y bentónicas ≤50%	Escasos	No se observaron
Materia Orgánica	Abundante (aglutinada)	Abundante	Escasa

Modelo de Edad

El marco cronológico de la secuencia sedimentaria C36 se realizó mediante el método radiométrico de ^{210}Pb a partir de 20 muestras superficiales que se enviaron al laboratorio “*Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux*” (EPOC) en Burdeos Francia. A través de la datación con ^{210}Pb , se estimó una tasa de sedimentación de 0.62 mm/año y las edades a lo largo del núcleo estiman un alcance temporal de 1426 A.D.

Por otra parte, al comparar la tasa de sedimentación estimada en el presente estudio, con las tasas de sedimentación previamente reportadas para la cuenca Alfonso en las cuales se utilizaron diferentes métodos (p. ej. Molina-Cruz, *et al.* 2002; González-Yajimovich, *et al.* 2005; Staines-Urías, *et al.* 2009) (Tabla 3), se evidencia que las tasas registradas para los últimos 4 siglos oscilan de 0.4 mm/año (González-Yajimovich *et al.* 2005) y 0.61 mm/año (Álvarez Gómez, 2010; Choumiline *et al.* 2010), estas diferencias pueden deberse a que los muestreos se han llevado a cabo en diferentes puntos dentro de la cuenca.

Tabla 3. Comparación entre tasas de sedimentación reportadas en el presente estudio y trabajos anteriores realizados en cuenca Alfonso durante el Holoceno.

Secuencia sedimentaria	Coordenadas geográficas	Autores	Obtención de Marco cronológico	Tasas de sedimentación reportadas	Periodo de estudio
BAP96-CP	24°38.12' N 110° 33.24' O 212cm	Pérez-Cruz, 2000 y 2006; Douglas <i>et al.</i> 2001	¹⁴ C y ²¹⁰ Pb; ¹⁴ C, ²¹⁰ Pb y conteo de láminas	0.30 mm/año ± 0.04 0.4 mm/año	Holoceno Medio y Tardío
NH01-15GC	24°38' 20.4'' N 110°35' 58.8'' O	González-Yajimovich <i>et al.</i> 2005	Radiocarbono AMS, ²¹⁰ Pb y conteo de láminas por escala de grises	0.4 mm/año antes de los 20 cm	Holoceno Medio-Tardío
MC15	24°16' 70'' N 110° 36' 06'' O 39 cm	Staines-Urias <i>et al.</i> 2009	Radiocarbono AMS, ²¹⁰ Pb y conteo de láminas por escala de grises	0.37mm/año	1600-2000 A.D. (Holoceno Tardío)
C-44	24° 41' 89.75 N 110° 33' 43.21 O 39.8cm	Álvarez-Gómez, 2010 y Choumiline <i>et al.</i> 2010	²¹⁰ Pb y Conteo de laminas	0.60 y 0.61 mm/año	2008-1945 A.D. (Holoceno Tardío)
DIPAL III-T43	24° 39.161' N 110° 33.096' O 226cm	Pérez-Cruz, 2013	Radiocarbono ¹⁴ C (AMS)	0.51mm/año de 0-50 cm	300-6200 años calibrados A.P.
DIPAL IV C36	24° 37.073' N 110° 33.288' O 36.6 cm	ESTE ESTUDIO	²¹⁰ Pb	0.62 mm/año	1426-2011 A.D. (Holoceno Tardío)

Análisis Micropaleontológico

Se observaron un total de 122 placas micropaleontológicas muestreadas cada 0.3 cm a lo largo de la secuencia C36. Los radiolarios contenidos en las placas muestran una excelente preservación, pues no se observaron testas fracturadas y fue posible reconocer estructuras muy finas como espinas secundarias y entramados muy delicados.

Se identificaron 191 taxa de radiolarios de los cuales 114 pertenecen al orden Nassellaria y 77 al orden Spumellaria. La distribución de estos órdenes en sentido estratigráfico muestra una mayor dominancia del orden Spumellaria de ~55 % Vs. ~45 % del orden Nassellaria para la porción basal de la secuencia hasta antes del comienzo del siglo XIX, posterior al cual se invierte la dominancia de ordenes hacia un mayor porcentaje del orden Nassellaria (Fig. 17).

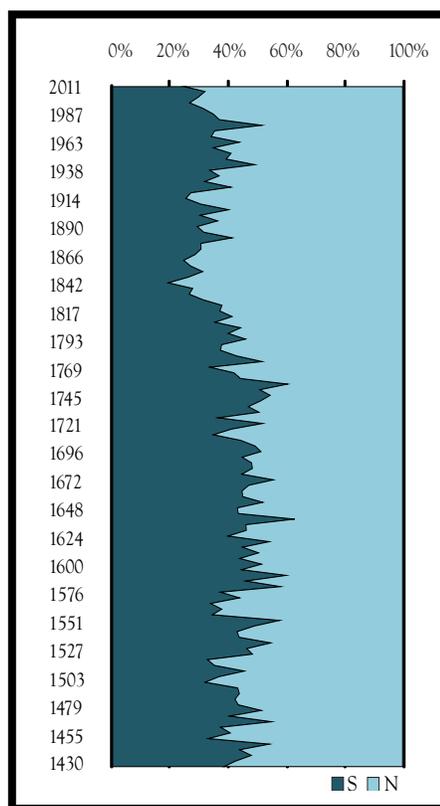


Figura 17. Distribución estratigráfica de los órdenes Nassellaria y Spumellaria en la secuencia C36: N= Nassellaria, S= Spumellaria

La dominancia de formas de espumelarios en la porción basal de la secuencia C36 (1426 a ~1800 A.D.) se puede vincular con las afinidades ecológicas generales que presenta este orden, entre las cuales se destacan: el hábitat somero y nerítico, preferencias alimenticias más carnívoras (microflagelados) y la presencia de grupos endosimbiontes en su organismo, estas particularidades generales del grupo les confieren afinidades alimenticias menos específicas que el grupo de los naselarios. En contraste, la mayor dominancia del grupo de los naselarios en la porción superior del núcleo (~1800-2011 A.D.) podría estar vinculado a grandes rasgos, hacia la presencia de ambientes más pelágicos, bajo un régimen alimenticio más herbívoro a base de fitoplancton y/o detritus (Takahashi, 1997).

Teniendo en cuenta que la región de estudio es un ambiente marino tanto nerítico como pelágico, se puede pensar que la composición de ambos órdenes de radiolarios no está sujeto a la distancia de la costa, pero si a la disponibilidad de nutrientes y por lo tanto al tipo de

alimento presente en Alfonso, el cual modulará una mayor o menor abundancia de los órdenes de radiolarios analizados (Nassellaria/Spumellaria).

Análisis de la comunidad de radiolarios

Se analizó la diversidad de la comunidad de radiolarios registrados en la secuencia sedimentaria C36 (Matriz de 191 x 121) con base en distintos índices que se presentan y discuten a continuación (Fig.18):

El análisis de la estructura biológica de los radiolarios (tanatocenosis), muestra un mayor número de especies de radiolarios en la parte superior de la secuencia (~100-110 taxa) entre ~1800 y 2011 A.D., en contraste, se observa una disminución del número de taxa (~70-90) hacia la porción media-basal de la secuencia hacia el intervalo de ~1430 a ~1800, siendo más evidente de ~1550 a ~1800 A.D. (Fig. 18A).

Por otra parte, el índice de riqueza específica de Menhinick (D_{Mn}) presenta sus valores máximos sobre especies poco comunes o raras (Magurran, 1988). Este índice evidencia su mayor importancia hacia los primeros ~200 años, con una disminución continua muy notable desde los ~1800 A.D. hacia la base de la secuencia. Cabe destacar que también se observan algunos valores importantes de D_{Mn} en la base de la secuencia; sin embargo, estos no son significativos al compararlos con la porción superior de la secuencia (Fig. 18B)

El índice de Shannon-Wiener (H') refleja altos valores en la porción superior del núcleo desde ~1800 hacia el año 2011 A.D. y baja diversidad en la parte inferior a 1800 A.D. (Fig. 18C).

De acuerdo con Magurran (2004) los valores de H' calculados en diversos estudios ecológicos, muestran que generalmente este valor varía entre 0-5 y se clasifican de la siguiente manera:

- Los valores de 0-2 muestran un ambiente inestable u hostil.
- Los valores de 2-3 indican que un ambiente está sometido a variaciones ambientales.
- Los valores de 3-5 indican un ambiente marino normal.

- Los valores >5 indican que todas las especies tienen un mismo número de organismos, es decir que presentan una distribución perfectamente equitativa.

Específicamente, los índices de diversidad (H') en la secuencia sedimentaria C36, presentan un valor promedio de 4, lo cual evidencia un ambiente marino normal. Siendo la porción superficial un ambiente más diverso $H' \geq 4$ y estable en comparación con la porción basal 1426-1800 A.D. donde $H' < 4$; si bien la diferencia del índice es menor a la unidad, los diferentes taxa registrados para ambos periodos hará notar la diferencia y se discutirá posteriormente.

Por otra parte, el índice de Simpson (D), toma en cuenta, la representatividad de los taxa con mayor valor de importancia y evidencia hacia el intervalo de ~ 1426 a ~ 1800 A.D. la dominancia de un taxón, lo cual estaría representando una muy baja equitabilidad y diversidad en este intervalo (Fig. 18D).

Cabe destacar que se registró un gran número de taxa en los primeros ~ 200 años del periodo de estudio (1800-2011 A.D.), así como altos valores de equitabilidad, menor dominancia y mayor diversidad. Estos índices biológicos indicarían un ambiente muy favorable para la diversidad específica de los radiolarios, reflejo de una gran variedad de organismos fitoplanctónicos y a su vez la proliferación de otros grupos de presas. Este intervalo puede ser resultado de condiciones altas en nutrientes debido quizá a mecanismos de forzamiento propios de la cuenca (p.ej. mezcla y giro ciclónico), los cuales en general favorecen una mayor diversidad de radiolarios en comparación con el periodo anterior al año 1800 A.D.

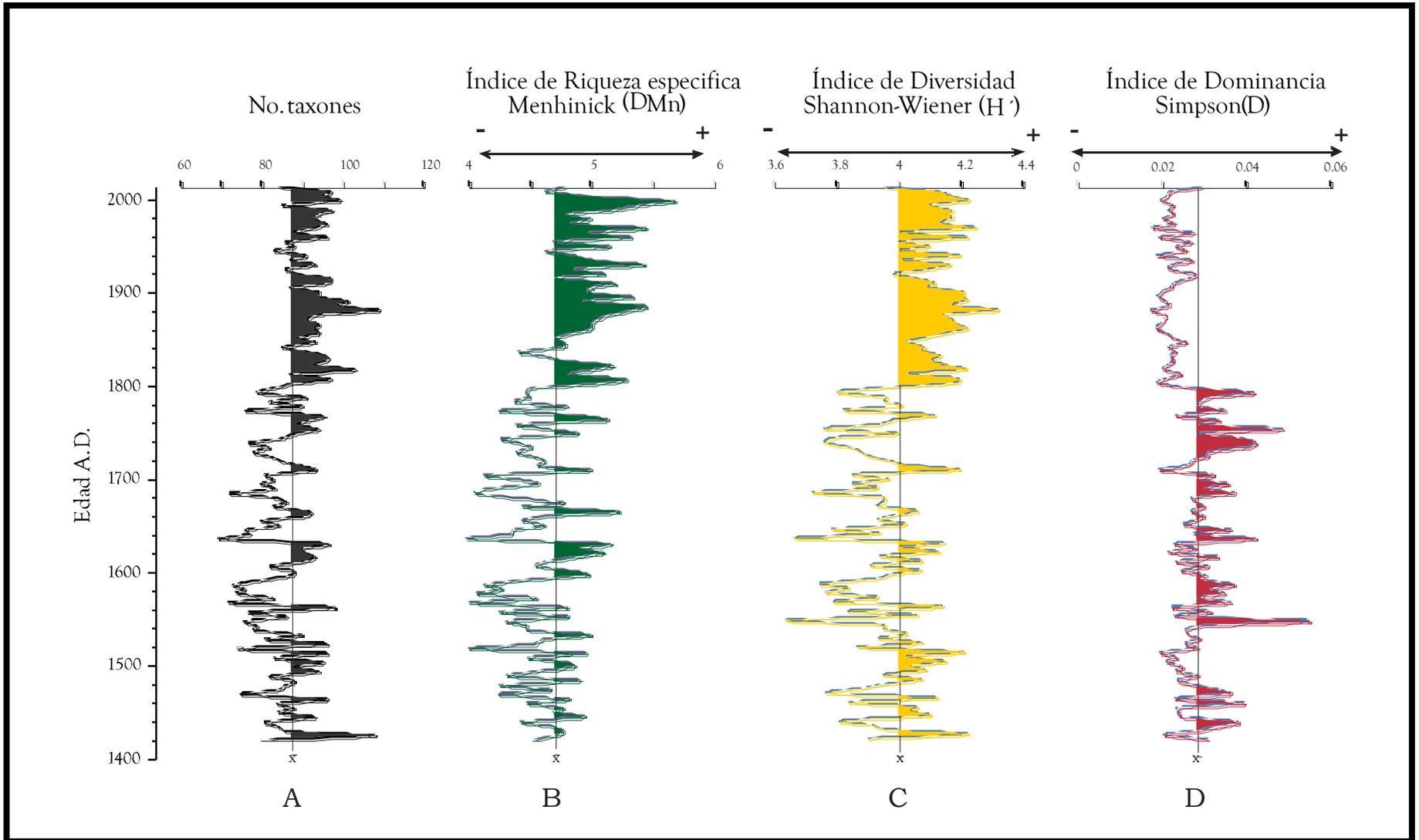


Figura 18. Estructura biológica de los radiolarios registrados en la secuencia sedimentaria C36. Los valores se muestran estratigráficamente, así como su edad en A.D. y su valor promedio.

En síntesis, para el periodo de 1426 a 1800 A.D. los valores de equitabilidad son bajos, hay mayor dominancia y menor diversidad (Fig. 18). El análisis ecológico de la comunidad de radiolarios muestra un intervalo durante el cual las condiciones oceánicas podrían ser bajas en nutrientes, lo cual favorecería la dominancia de algunos taxa afines a condiciones oligotróficos, estas características hidrológicas en el gC, se han vinculado con condiciones de estratificación en la columna de agua debido a la ausencia de mezcla en capas superficiales, como resultado de una mayor dominancia y/o permanencia de una masa de agua cálida superficial.

Estadística Descriptiva

Con la finalidad de conocer los taxa con mayor abundancia relativa se realizó un análisis de estadística descriptiva, el cual consistió en la obtención de la sumatoria total de todas las especies en el muestreo, así como el promedio de cada taxón, los valores máximos, mínimos y la desviación estándar (Anexo II).

Cabe destacar que algunos taxa sólo se presentaron en una ocasión en una o dos muestras por lo que se consideran “especies raras” (Birks y Gordon, 1985 en Correa-Metrío, *et al.* 2010), debido a ello y con el propósito de hacer una depuración a la matriz resultante de los datos de abundancias relativas de los radiolarios (Anexo I) se consideró un filtro de presencia y persistencia donde se consideraron significativos aquéllos taxa que tienen una abundancia mayor del 1 % en al menos 5 muestras (Correa-Metrío, *et al.* 2010).

Teniendo en cuenta estos criterios, la matriz resultante fue de 29 taxa (8 del orden Spumellaria y 21 del orden Nassellaria) y se infirió que éstos son los más representativos en el área de estudio (Tabla 4). Por lo que a partir del conocimiento de la ecología de estos taxa se realizarán las interpretaciones paleoceanográficas.

Tabla 4. Radiolarios con porcentaje superior al 1% en el análisis de la secuencia C36.

No	Taxa	Porcentaje (%)
1	<i>Drupatractus irregularis</i>	7.01
2	<i>Phorticium pylonium</i> grupo	6.00
3	<i>Tetrapyle octacantha</i> grupo	3.54
4	<i>Larcopyle buetschlii</i> grupo	3.27
5	<i>Eucyrtidium hexagonatum</i>	2.86
6	<i>Clathrocircus stapedius</i>	2.62
7	<i>Lamprocyrtis nigrinae</i>	2.29
8	<i>Stylochlamyidium venustum</i>	2.29
9	<i>Siphocampe</i> sp.	2.26
10	<i>Hexacantium</i> sp. cf. <i>H. giganteum</i>	2.16
11	<i>Cladoscenium tricolpium</i>	2.11
12	<i>Theopilium tricostratum</i>	2.09
13	<i>Cycladophora davisiana</i>	1.99
14	<i>Anthocyrtidium zanguebaricum</i>	1.92
15	<i>Arachnocorallium calvata</i>	1.82
16	<i>Phormostichoartus corbula</i>	1.76
17	<i>Spirocyrtis scalaris</i>	1.55
18	<i>Pterocanium auritum</i>	1.54
19	<i>Phormospyris stabilis scaphipes</i>	1.53
20	<i>Didymocyrtis tetrathalamus</i>	1.42
21	<i>Heliosphaera radiata</i>	1.41
22	<i>Cornutella profunda</i>	1.32
23	<i>Ceratocyrtis histricosus</i>	1.31
24	<i>Acrobotrys teralans</i>	1.24
25	<i>Eucyrtidium erythromystax</i>	1.22
26	<i>Pseudocubus obeliscus</i>	1.21
27	<i>Lampromitra quadricuspis</i>	1.15
28	<i>Lithomelissa pentacantha</i>	1.12
29	<i>Litharachnium tentorium</i>	1.00

Análisis de Factores

A través de un Análisis de Factores modo “Q” se determinaron 3 escenarios, los cuales explican en conjunto el ~70 % de la variabilidad total de los datos (Tabla 5). Los “Pesos Factoriales” (Anexo 3) se graficaron en sentido estratigráfico para mostrar su distribución e importancia a lo largo de la columna (Fig. 19). Se obtuvieron además los “Puntajes Factoriales”, con los cuales se definieron las especies características de cada factor (Anexo IV, figs. 20, 22 y 23), es decir las asociaciones de radiolarios que representan cada escenario oceanográfico, éstos se describirán a continuación del más antiguo al reciente:

Tabla 5. Cargas factoriales definidos en el análisis. Se muestran los “valores propios” y la varianza total de cada factor, así como el porcentaje acumulado que explica el presente estudio.

Factor	“Eigenvalue”	Varianza total (%)	“Eigenvalue” Acumulado	% Acumulado
1	56.19	46.06	56.19	46.06
2	19.56	16.03	75.76	62.09
3	8.70	7.13	84.46	69.23

Interpretación paleoceanográfica

Factor 2 “Aguas cálidas”

El “Factor 2” explica el 19.56 % de la variabilidad total de los datos y está representado por *T. octacantha* (grupo), *P. pylonium* (grupo), *L. buetschlii* (grupo) y por *S. venustum* con “puntajes factoriales” de 2.24, 3.88, 1.14 y 1.07 respectivamente (Fig.20). Caracteriza los intervalos entre 1426 a 1430, 1445 a 1517, 1532 a 1542 y 1585-1609 A.D., con algunos pulsos para 1701, 1813, 1934, 1943, 1953, 1963, 1972, 1982 y 1992 A.D. (Fig. 19).

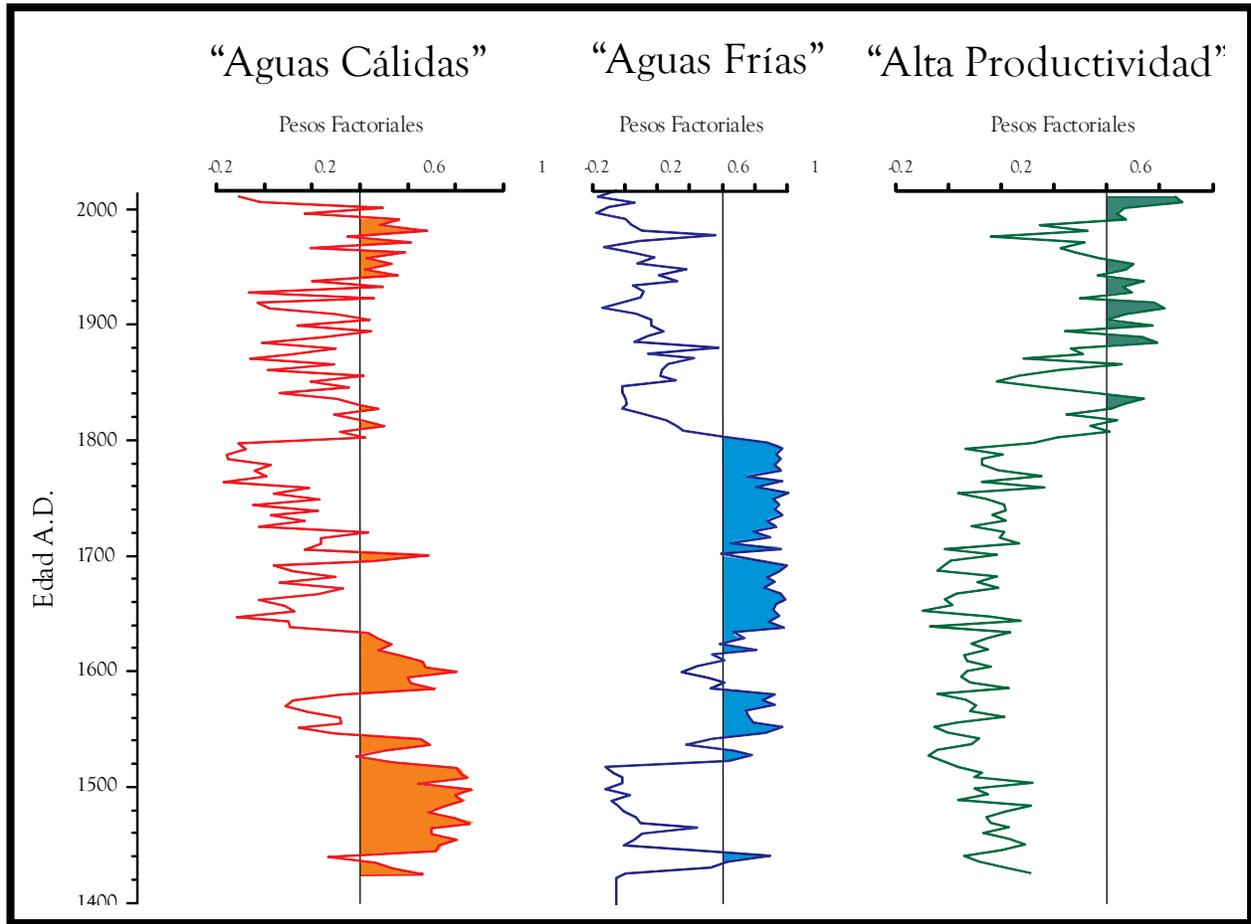


Figura 19. Asociaciones determinadas a través del Análisis de Factores.

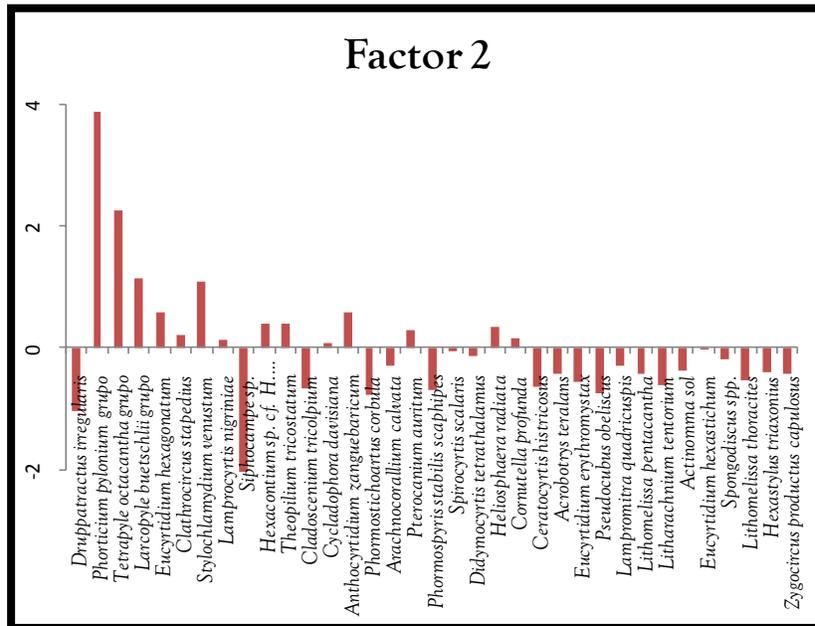


Figura 20. Puntajes factoriales de los taxa de radiolarios que representan la asociación "Aguas cálidas".

La mayoría de las especies que caracterizan la asociación 2, habitan en los primeros 150 m de profundidad (*P. pylonium*, *T. octacantha* y *L. buetschlii*) a excepción de *S. venustum*, que vive de 200 a 500 m en la columna de agua. En particular, la presencia de *T. octacantha* sugiere la dominancia de una masa de agua cálida y superficial, con características similares a la actual ATS ($T \geq 18$ °C). Además, cabe destacar que esta especie es conspicua cuando ocurre el fenómeno de “El Niño”, mismo que en el gC propicia un mayor tiempo de residencia del ATS y un aumento de temperatura de las aguas superficiales (Baumgartner y Christensen, 1985; Lavín *et al.* 1997; Lavín *et al.* 2009).

En particular, para los últimos 200 años los pesos factoriales de este factor, son significativos para los intervalos de 1813, 1934, 1943, 1953, 1963, 1972, 1982 y 1992 A.D., los cuáles han sido referidos como años en donde se registraron eventos de “El Niño” de intensidad fuerte a extraordinaria (Fig. 21) (Gergis y Fowler, 2009). Específicamente, el evento de El Niño 1997-1998 fue uno de los eventos ENSO más fuertes para los últimos 50 años, y se compara en magnitud y extensión al evento de 1982-1983 (Wolter y Timlin, 1998), ambos son evidenciados por la asociación que representa el escenario “Aguas cálidas”. Además, cabe destacar que estudios previos de alta resolución realizados en Alfonso, concluyen a partir de análisis isotópicos de oxígeno que desde el siglo XIX, existe un calentamiento rápido y progresivo de la TSM en BP, lo cual coincide con un aumento en los eventos de ENSO (Herguera *et al.* 2003; Staínes-Urías *et al.* 2009).

Dentro de este contexto, se sugiere que prevalecieron condiciones análogas a las que se presentan actualmente durante el verano (Fig. 14), es decir la presencia de aguas cálidas en la superficie de la columna de agua y con una termoclina somera de 15-20 m. Así mismo, se sugiere que para los últimos dos siglos, el fenómeno de “El Niño” ha sido más intenso y frecuente promoviendo un mayor tiempo de residencia de aguas cálidas dentro de la BP.

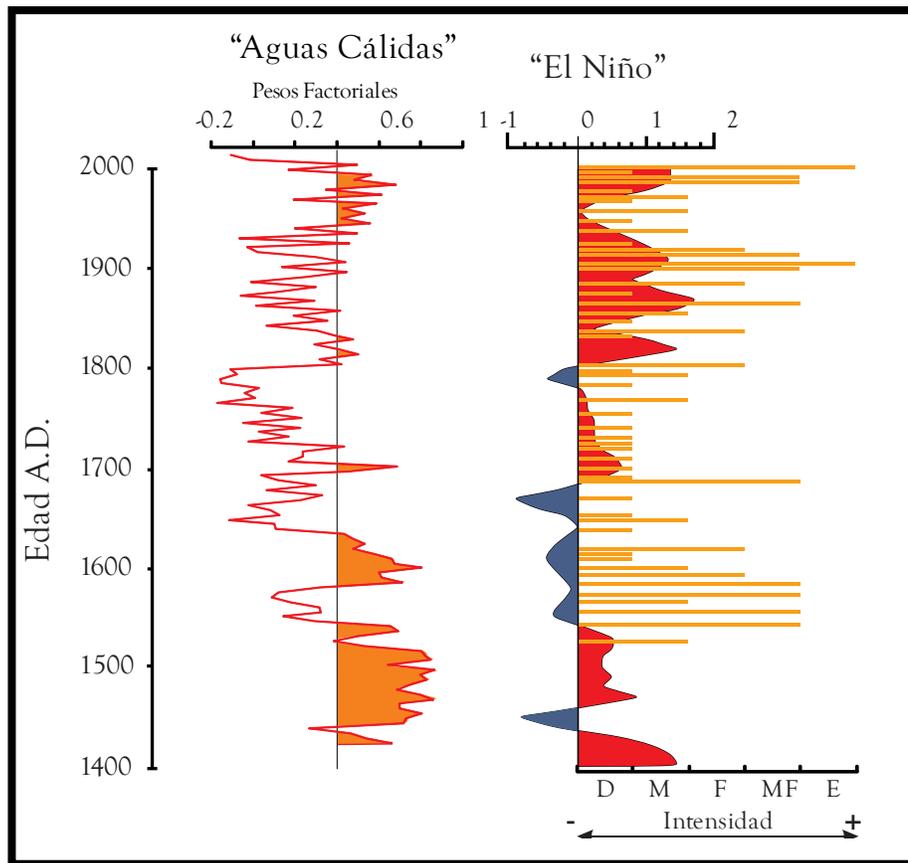


Figura 21. Registro del factor 2 “Aguas Cálidas” y su posible correlación con los eventos de El Niño para los últimos 600 años (Tomado de WenMin y TianJun, 2011). Se muestran valores de intensidad (Débil, Moderado, Fuerte, Muy fuerte y Extraordinario) de los eventos ENSO desde 1500 A.D. (Modificado de Gergis y Fowler, 2009).

Por otra parte, al realizar una comparación del registro del Factor 2 con el análisis de la estructura biológica de los radiolarios (tanatocenosis), se observa que:

- 1.- La riqueza específica es baja para el periodo anterior a ~1800 A.D., en comparación con el periodo posterior a ~1800 A.D. (Fig. 18).
- 2.- Para el intervalo anterior a 1800 A.D. existe baja diversidad de radiolarios en contraste con los primeros 200 años de estudio (Fig. 18).
- 3.- Existen altos valores de dominancia para el periodo de 1426 a 1800 A.D. (Fig.18). Esta dominancia de radiolarios está además, representada por el orden Spumellaria, donde según las afinidades comunes del orden, habría más radiolarios de hábitos carnívoros y/o con relaciones simbióticas, lo cual evidenciaría una columna de agua estable, es decir sin mezcla.

Además, en un estudio paralelo al análisis de los radiolarios, se realizó la cuantificación de los elementos mayores y traza de la secuencia sedimentaria C36 con la misma resolución temporal. En particular, las concentraciones de calcio a lo largo del núcleo C36, no muestran correlación con elementos de origen terrígeno (< 0.18) por lo que se sugiere que su origen es biogénico (p. ej. cocolitofóridos y foraminíferos) (Pérez-Cruz, com. pers.) y debido a que en general la proliferación de organismos carbonatados en el gC está relacionado con aguas cálidas y además con flujos máximos de carbonatos durante el verano e inicios de invierno (Thunell, 1998) se podría sugerir que durante los periodos de ~ 1430 y 1540 , 1580 - 1640 y de ~ 1925 a 2000 A.D. (Fig. 22) hubo una dominancia de aguas cálidas superficiales.

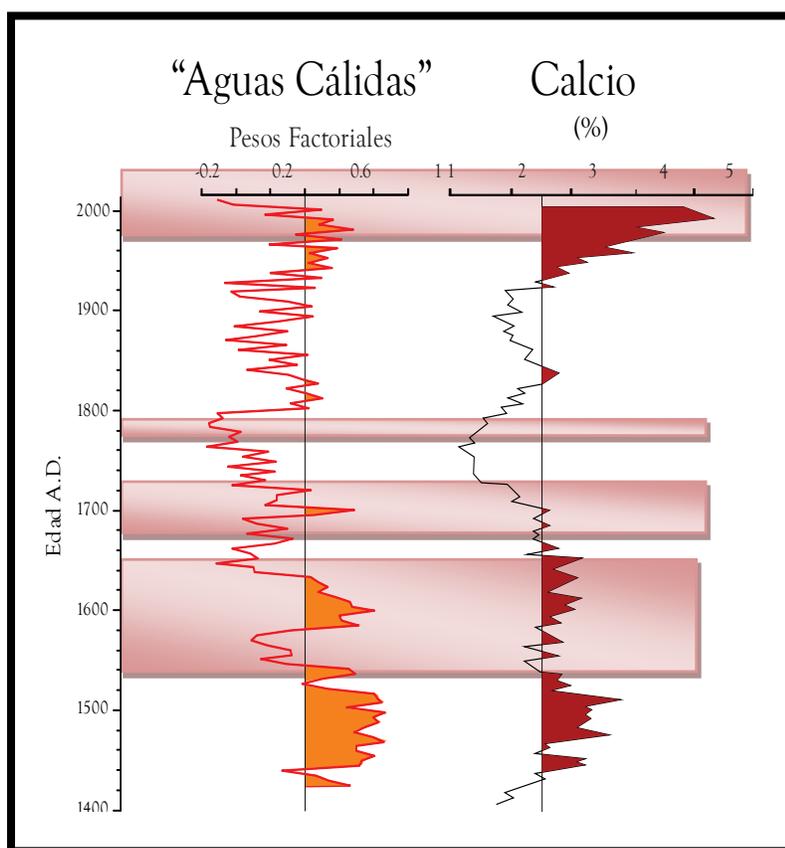


Figura 22.- Comparación de: A) Factor 2 “Condiciones cálidas” con B) Registro del Ca (%) en la secuencia sedimentaria C36 para los últimos 600 años (Tomado de Pérez-Cruz, 2013).

Finalmente, para el último siglo particularmente desde mediados del siglo XX, se ha generalizado en La Tierra, un calentamiento rápido y progresivo de las condiciones climáticas del planeta, esta tendencia se ha relacionado con cambios hidrológicos y atmosféricos p. ej. eventos ENSO (Herguera *et al.* 2003; Black *et al.* 2007) y/o con mecanismos de forzamiento antropogénicos (Uriarte, 2003; Mann *et al.* 2009; Cronin, 2010).

Factor 1 “Aguas frías”

El segundo escenario oceanográfico representado por el Factor 1 explica el 56.19 % de la variabilidad total de los datos y está representado por *Drupptractus irregularis* con un puntaje factorial de 5.6 (Fig.23). Presenta sus valores más significativos hacia la porción media de la secuencia entre 1629 y 1803 A.D. con 2 intervalos importantes de corta duración de 1435 a 1440 a 1435 y de 1522 a 1532 A.D., además de un episodio con duración aproximada de 4 décadas entre 1546 y 1580 A.D. (Fig.19).

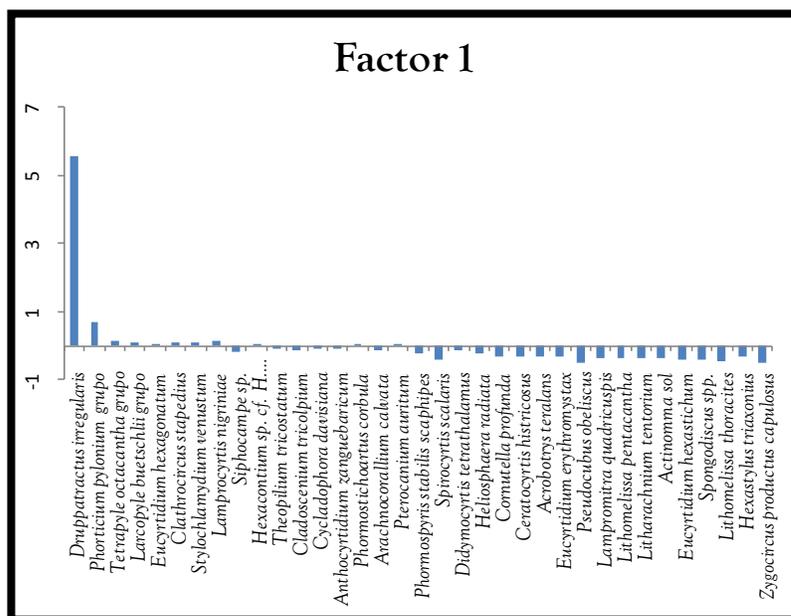


Figura 23. Puntajes Factoriales de los taxa que representan la asociación “Aguas Frías”.

D. irregularis, es el taxón que caracteriza el Factor 1 entre ~1600 y 1800 A.D. con base en las afinidades ecológicas de este taxón se sugiere que durante este intervalo prevalecieron condiciones relativamente frías, en comparación con las condiciones sugeridas en el factor 2, y que éstas fueron estables durante este periodo, característica que promovió la dominancia de esta especie.

Estas condiciones son comparables con los resultados de Herguera *et al.* (2003) quienes, con base en isótopos de oxígeno en foraminíferos, sugirieron inviernos más fríos entre 1700 y 1830 A.D. Por su parte Staínes-Urías *et al.* (2009) sugirieron surgencias intensas durante los inviernos del periodo de 1600 a 1800 A.D., con TSM frías y relativamente estables.

Las condiciones oceánicas anteriormente descritas y evidenciadas por la ocurrencia de *D. irregularis* se presentan de forma multicientenaria, con algunos pulsos decadales y multidecadales. En particular, los intervalos caracterizados por el factor 2, específicamente el periodo de 1600-1800 A.D. corresponde con la fase negativa de la Oscilación Decadal del Pacífico (Fig. 24), la cual, como ya se mencionó anteriormente, es el principal modo de variabilidad multidecadal de TSM en el Norte del Pacífico extratropical (Mantua *et al.* 1997). La reconstrucción de la ODP con anillos de árboles realizada por Mac Donald y Case (2005) en el Oeste de América del Norte presenta valores negativos hacia el intervalo de 1600-1800 A.D., este periodo de valores negativos de la ODP corresponde con un lapso muy severo y prolongado de condiciones secas, las cuales han sido evidenciadas en el Oeste y centro del América del Norte en varios registros (p. ej. Cook *et al.* 2004; Sthale *et al.* 2007; Cook *et al.* 2014). También existe evidencia de aguas superficiales más frías en el Noreste del Pacífico, índices más altos de surgencias e incremento en la productividad (Ingram, 1998; Finney *et al.* 2002; Kim *et al.* 2004 en Mac Donald y Case, 2005).

Específicamente en el gC, la fase negativa de la ODP genera condiciones análogas a las ocurridas durante la fase “Niña” del ENSO, las cuales implican una disminución en la TSM, alta salinidad superficial, disminución del nivel del mar y una termoclina superficial, lo cual propiciaría un aumento en la productividad superficial, alto flujo de CO₂ y una disminución

o inexistencia de lluvias de verano (Mantua *et al.* 1997; Díaz y Markgraf, 2000; Lavín *et al.* 2009).

Por otra parte, cabe destacar que el periodo definido por el factor “Aguas frías” queda comprendido dentro del evento climático de la Pequeña Edad de Hielo, el cual se ha registrado en diferentes archivos paleoclimáticos en el Hemisferio boreal hacia el intervalo de 1350 a 1850 A.D. (Mann *et al.* 2009). Como se ha descrito anteriormente, los mínimos de manchas solares son relevantes dentro de la PEH, y en particular el registro denominado mínimo de Maunder que ocurrió hacia 1645-1715 A.D. (Fig. 24) y que coincide con la parte más fría de la PEH (Dean 2000), éste, representó mayor tiempo de exposición y fue el causante de generar bajas temperaturas atmosféricas (Dean 2000; Uriarte, 2003).

Anteriormente en el gC ya se había sugerido una relación directa entre la radiación solar y las condiciones climáticas. En un registro de alta resolución de los últimos 2000 años, realizado en el centro y sur del gC, por medio del análisis de asociaciones de silicoflagelados y diatomeas, Barron y Bukry (2007) registraron que la variabilidad solar parece estar controlando los ciclos de productividad, ya que a medida que se incrementa la producción de radiocarbono (^{14}C) la cual ocurre bajo una disminución en la radiación solar y una disminución de mínimos de manchas solares, existen aumentos en la producción de sílice biogénico. Debido a lo anterior, Barron y Bukry proponen que un aumento en el enfriamiento de la atmosfera sobre el suroeste de los Estados Unidos durante un mínimo de manchas solares, causaría una mayor intensificación de los vientos procedentes del noroeste los cuales soplan hacia el golfo desde finales de otoño e inicios de la primavera, ello podría permitir una intensificación en los procesos de mezcla de las aguas y un aumento en la productividad primaria.

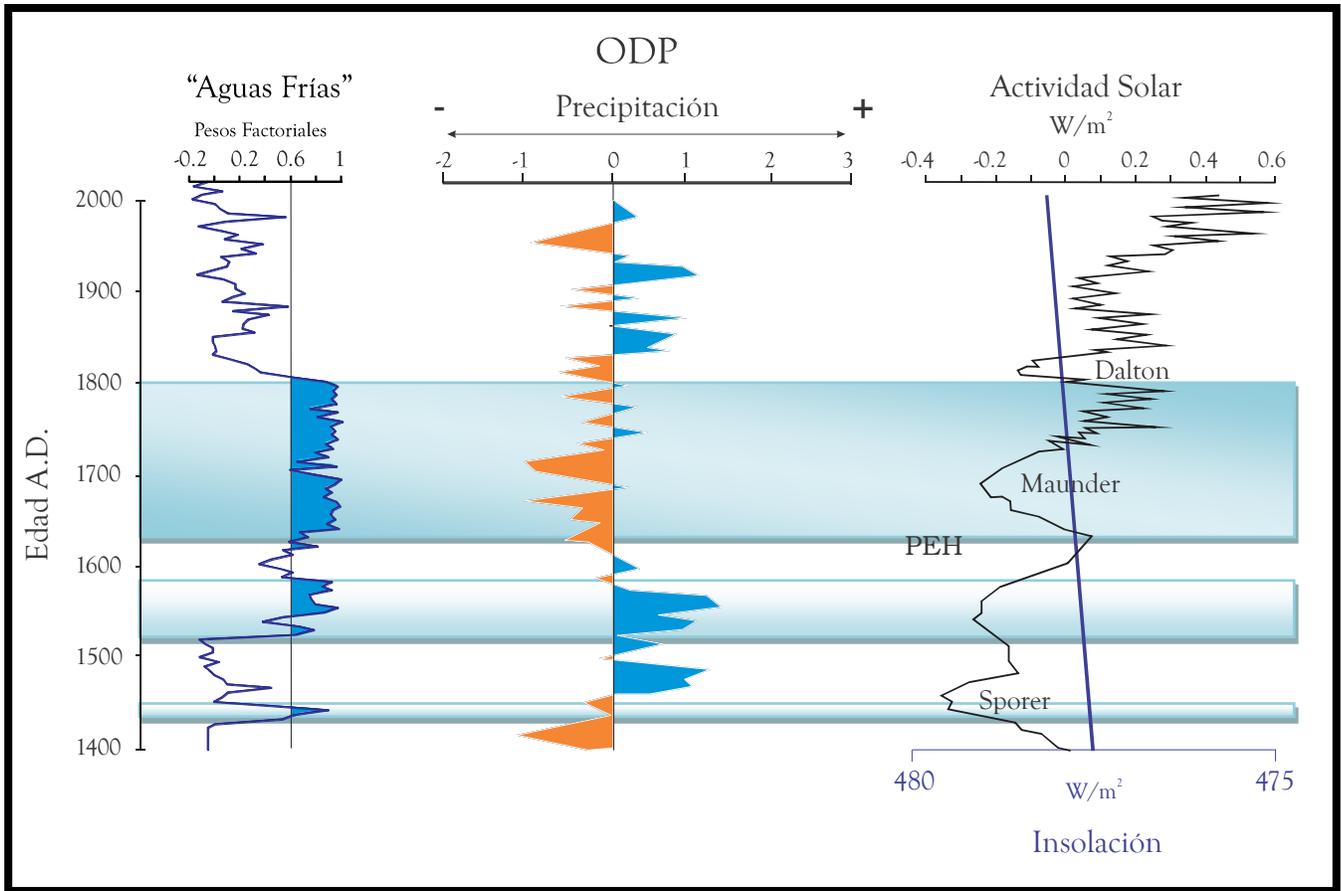


Figura 24. Comparación de: A) Factor 1 “Aguas Frías” con B) registro de la ODP (Tomado de Mac Donald y Case, 2005) y C) Actividad solar para los últimos 600 años (Tomado de Dean, 2000).

Debido a lo anterior, se sugiere que las temperaturas promedio en invierno para este periodo de 2 siglos, fueron más frías que las actuales. Por otra parte, y con respecto al análisis de la estructura biológica de los radiolarios, se observa claramente, que existió una baja muy notable en el número de especies presentes en Alfonso (70-90 taxa), valores bajos del índice de riqueza específica y por consiguiente en diversidad ($H' < 4$). Además, al calcular el índice de Simpson, se evidenció que existen altos valores de dominancia para ese lapso intermedio-basal de la secuencia ~ 1426 a 1600 A.D. (Fig.18). Cabe mencionar que una asociación de radiolarios que muestra bajos índices de equitabilidad y diversidad, representa directamente altos valores de dominancia, lo anterior confirma para este periodo la presencia exclusiva de *D. irregularis*.

Factor 3 “Alta Productividad”

El tercer escenario representa el 8.7 % de la variabilidad total de los datos y está representado únicamente por radiolarios pertenecientes al orden Nassellaria: *Siphocampe* sp. (3.68), *A. calvata* (2.39), *C. tricolpium* (1.47), *C. stapedioides* (1.03) y *E. hexagonatum* (1.0) (Fig. 25). Esta asociación presenta intervalos y pulsos importantes hacia los años de 1808, 1817, 1827 a 1837, 1866, 1885 a 1890, 1900 a 1919, 1929 a 1938, 1948 a 1953 y de 1992 a 2011 A.D.

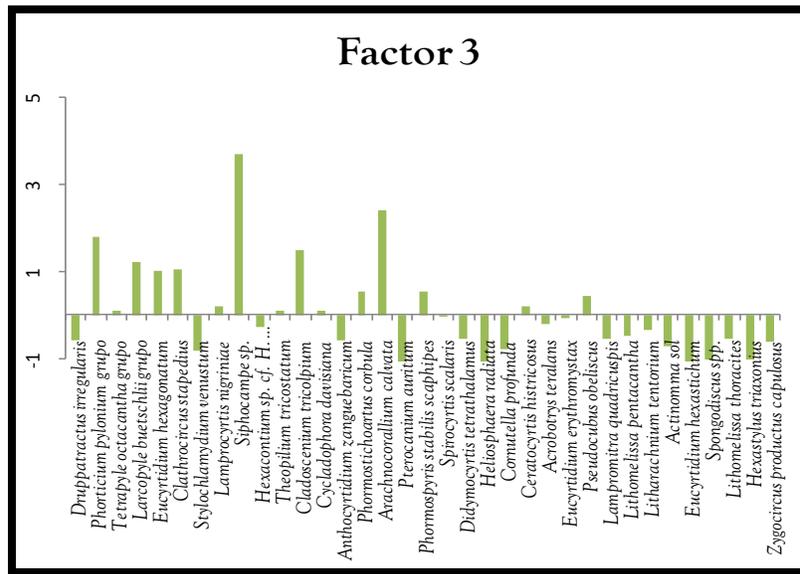


Figura 25. Puntajes factoriales de los taxa que representan la asociación “Alta Productividad”

A partir de las afinidades ecológicas de los taxa que definen el Factor 3, se sugieren condiciones de alta productividad, resultado de un proceso de mezcla, el cual dentro de cuenca Alfonso, podría estar relacionado con la presencia del giro ciclónico. Tales características, son condiciones análogas a las que se presentan actualmente en las estaciones de invierno-primavera en la BP, donde los vientos procedentes del NO son más intensos, ocurre una pérdida de calor de la TSM y se registra una capa de mezcla profunda (60-90 m), la cual erosiona la nutriclina y por consiguiente permite el aporte de nuevos nutrientes hacia la zona fótica (Reyes-Salinas *et al.* 2003 y Martínez-López *et al.* 2012).

Cabe mencionar que la presencia de *Phormostichoartus corbula* y *C. tricolpium*, (habitat subsuperficial e intermedio) en esta asociación, se han registrado en zonas de surgencias

(Boltovskoy *et al.* 2010), bajo una capa de mezcla profunda, temperaturas de 19 a 23 °C y salinidades de 35.3 a 35.5 (Yamashita *et al.* 2002) y en el gC, bajo áreas de alta productividad, habitando sobre facies de diatomitas (Benson, 2005).

Por otra parte, al realizar la comparación entre el análisis de la estructura biológica de los radiolarios con los pesos factoriales del Factor 3, se observa que para los últimos 200 años (Periodo Moderno), se presentan altos valores de diversidad ($H' \geq 4$) en comparación con el periodo anterior a 1800 A.D., además, también se registró una alta riqueza específica de radiolarios y un gran número de especies (≥ 100), lo cual le confiere una alta equitabilidad y diversidad a la comunidad de radiolarios (Fig. 18).

Con base en la anterior, el presente escenario sugiere la activación y/o fortalecimiento de un proceso oceánico divergente (giro ciclónico), el cual hoy en día es considerado semipermanente en BP, mismo que puede estar relacionado con la influencia del viento sobre BP (Jiménez-Illescas *et al.* 1997), con el intercambio de aguas entre la BP y el gC (Monreal-Gómez *et al.* 2001) y/o con la forma que toma el flujo a través de boca grande (García-Mirafuentes, 2010).

VIII.CONCLUSIONES

La secuencia sedimentaria DIPAL IV-C36 colectada en la cuenca Alfonso, Bahía de la Paz se caracterizó por un aporte diferencial de sedimentos hemipelágicos y una estructura laminada bien definida. La preservación de ésta se debe a las condiciones anóxicas en la aguas de fondo de la cuenca.

El marco cronológico de la secuencia se definió a partir de mediciones de ^{210}Pb , lo que permitió estimar una tasa de sedimentación de 0.62 mm/año, cubriendo el intervalo temporal de 1426 a 2011 A.D.

Este estudio comprende un análisis de alta resolución (~5 años) que permite la reconstrucción paleoceanográfica de cuenca Alfonso a partir del estudio de las asociaciones de radiolarios.

Los radiolarios analizados en la secuencia presentaron una excelente preservación, en algunos de ellos se observan estructuras finas y frágiles del esqueleto opalino. Se identificaron en total 191 taxones pertenecientes a dos órdenes Nasselaria y Spumellaria, siendo los primeros más abundantes, reflejando que la cuenca es muy productiva.

Se reconoció la estructura de la comunidad de los radiolarios a través del tiempo, con base en los índices de Menhinick, Shannon-Wiener y Simpson y se observaron 2 principales tendencias a lo largo de la secuencia:

- De ~1430 a 1800 A.D. se registraron valores bajos de equitabilidad, mayor dominancia y menor diversidad, lo cual se sugiere es resultado de condiciones oceánicas con menor disponibilidad de nutrientes.
- Entre 1800 y 2011 A.D., se registró un gran número de taxones, valores altos de equitabilidad, menor dominancia y mayor diversidad, lo cual indica que durante este periodo hubo un enriquecimiento de nutrientes en la cuenca, ocasionados

probablemente por una mayor intensificación de los vientos y/o la intensificación del giro ciclónico.

A partir del análisis estadístico multivariado de Factores Modo “Q” se definieron 3 asociaciones de radiolarios y a partir de sus afinidades ecológicas se sugieren tres escenarios paleoceanográficos:

El primer escenario se denominó “Aguas cálidas” y comprendió los periodos y pulsos de 1426 a 1430, 1445 a 1517, 1532 a 1542, 1585-1609, 1701, 1813, 1934, 1943, 1953, 1963, 1972, 1982 y 1992 A.D. estuvo caracterizado por la dominancia de *Tetrapyle octacantha* (grupo), *Phortidium pylonium* (grupo), *Larcopyle buetschlii* y *Stylochamidium venustum*. La asociación de radiolarios que representan al factor y en particular, la presencia de *T. octacantha* sugiere una dominancia de aguas cálidas superficiales en el área de estudio, bajo condiciones análogas a las ocurridas actualmente durante verano en la BP, donde la presencia de aguas cálidas y superficiales generan condiciones estratificadas en la columna de agua y una termoclina somera. Cabe mencionar que las abundancias máximas de *T. octacantha* responden a eventos ENSO, los cuales propiciarían una mayor presencia y permanencia de aguas cálidas y superficiales en cuenca Alfonso.

El segundo escenario oceanográfico denominado “Aguas Frías” comprende de 1435 a 1440, 1522 a 1532, 1546 a 1580 y de 1629 a 1803 A.D., y está caracterizado por *Druppatractus irregularis*. La dominancia de esta especie sugiere que durante estos periodos, prevalecieron condiciones relativamente frías en comparación con las condiciones sugeridas en la primera asociación y que éstas fueron estables durante este periodo, característica que promovió la dominancia de esta especie. Cabe destacar que esta asociación queda comprendida dentro del periodo conocido como la PEH (1350 a 1850 A.D.) y que al comparar la curva del factor con la actividad solar es posible observar una correspondencia con los mínimos de manchas solares y en particular con el mínimo de Maunder, con lo cual se apoya la idea de un clima frío y seco durante este periodo. Además, se observó una relación de esta asociación con la fase negativa de la ODP la cual genera condiciones atmosféricas secas y temperaturas frías de las aguas superficiales.

El tercer escenario denominado “Alta Productividad” está representado por *Siphocampe sp.*, *Arachnocorallium calvata*, *Cladocinium tricolpium*, *Clathrocircus stapedius* y *Eucyrtidium hexagonatum* de 1808, 1817, 1827 a 1837, 1866, 1885 a 1890, 1900 a 1919, 1929 a 1938, 1948 a 1953 y de 1992 a 2011 A.D. Este escenario sugiere la activación y/o fortalecimiento del giro ciclónico, el cual se presenta actualmente de forma activa y semipermanente en la BP. Este fenómeno divergente, podría estar relacionado con la influencia del viento sobre la bahía o bien con el intercambio de masas de agua superficial a través de boca grande.

Los resultados sugieren que las características oceanográficas de cuenca Alfonso durante los últimos 600 años han estado controladas principalmente por las condiciones atmosféricas y oceánicas a nivel local; sin embargo, también son influenciadas por la dinámica de la porción sur del gC, el Océano Pacífico Tropical, el Océano Pacífico Extratropical y por cambios en la actividad solar. Debido a ello, el registro representa una pieza importante en la reconstrucción paleoclimática de esta región.

LITERATURA CONSULTADA

Adl S. M., Simpson Alastair G. B., Lane C. E., Lukes J., Bass D., Bowser S., Brown M. W., Burki F., Dunthorn M., Hampl V., Heiss A., Hoppenrath M., Lara E., LeGall L., Lynn D. H., McManus H., Mitchell E. A. D., Mozley-Stanridge S. E., Parfrey L. W., Pawlowski J., Rueckert S., Shadwick L., Schoch C. L., Smirnov A. y F. W. Spiegel. 2012. The Revised Classification of Eukaryotes. *Journal of Eukaryotic Microbiology*, 59(5):429-493 pp.

Aguíñiga S., Sánchez A. y N. Silverberg N. 2010. Temporal variations of C, N, 5^{13}C , and $\delta^{15}\text{N}$ in organic matter collected by a sediment trap at Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz, SW Gulf of California. *Continental Shelf Research*, 30: 1692-1700 pp.

Allan R. J. 2000. ENSO and climatic variability in the past 150 years. En: ENSO: Multiscale variability and global and regional impacts. Díaz H.F y V. Markgraf (editores). Cambridge University Press, New York: 3-55 pp.

Álvarez-Arellano A. D., Rojas-Soriano, H. y J. J. Prieto-Mendoza. 1997, Geología de la Bahía de La Paz y áreas adyacentes. en Urbán, J. y M. Ramírez Rodríguez (editores) "La Bahía de La Paz, Investigación y Conservación" Universidad Autónoma de Baja California Sur, Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas, La Paz, México, 13-29 pp.

Álvarez-Borrogo S. y J. R. Lara-Lara. 1991. The physical environment and primary productivity of the Gulf of California. En: Dauphin and Simoneit (editores), "The Gulf and Peninsula, Province of the California's". American Association of Petroleum Geologist. (47): 555-567 pp.

Álvarez Gómez I. G. 2007. Flujos de silicoflagelados en la cuenca Alfonso, Bahía de la Paz, Golfo de California. Tesis de Licenciatura. Instituto Tecnológico de los Mochis, Los Mochis, Sinaloa: 89 p.

Álvarez Gómez, I. G., 2010. Reconstrucción de la variabilidad del clima a través de los silicoflagelados conservados en los sedimentos laminados de Cuenca Alfonso. Tesis de Maestría en Manejo de Recursos Marinos, Instituto Politécnico Nacional. Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas, La Paz, B. C. S., México, 98 p.

Álvarez-Gómez I. G. y A. Martínez López. 2010. Silicoflagelados en sedimentación en la región suroccidental del Golfo de California. *CICIMAR Océánides*, 25(1): 17-24 pp.

Anderson O. R. 1983. Radiolaria. Springer-Verlag, New York: 365 pp.

Anderson O. R. 1978. Fine structure of a symbiont-bearing colonial radiolarian *Collosphaera globularis* and ^{14}C -isotopic evidence for assimilation of organic substances from its zooxanthellae. *Journal of Ultrastructure Research*, 62(18): 14-89 pp.

Appleby P. G. y F. Oldfield. 1992. Application of lead-210 to sedimentation studies. En: M. Ivanovich y R. S. Harmon (editores), Uranium-series Disequilibrium: Application to Earth, Marine, and Environmental Sciences. Clarendon Press, Oxford: 731-778 pp.

Armstrong H. A. y M. D. Brasier. 2005. Microfossils. Second edition Blackell publishing Ltd. 296 pp.

Baev P. y L. Penev. 1995 BIODIV: program for calculating biological diversity parameters, similarity, niche overlap, and cluster analysis. Versión 5.1, Pensoft, Sofia-Moscow.

- Barron J. y L. Anderson. 2011. Enhanced Late Holocene ENSO/PDO Expression along the margins of the Eastern North Pacific. *Quaternary International*, 235: 3–12 pp.
- Barron J. A. y D. Bukry. 2007. Solar forcing of Gulf of California climate during the past 2000 yr suggested by diatoms and silicoflagellates. *Marine Micropaleontology*, 62:115-139 pp.
- Baumgartner T. R. y N. Christensen Jr. 1985. Coupling of the Gulf of California to large-scale interannual climatic variability. *Journal of Marine Research* (43): 825-848 pp.
- Baumgartner T. R., Ferreira-Bartrina V. y P. Moreno-Hentz. 1991. Varve formation in the central Gulf of California: a reconsideration of the origin of the dark laminae from the 20th century varve record, en: J. Dauphin and B. Simoneit, (editores) "The Gulf and Peninsular Province of the Californias". American Association of Petroleum Geology Memoires, Tulsa, Oklahoma : 617–635 pp.
- Benson R. N. 1966. Recent Radiolaria from the Gulf of California. Ph.D. Thesis University of Minnesota, Minnesota, unpublished. 577 pp.
- Benson R. N. 2005. Holocene radiolaria from sediments of the Gulf of California. 52 pp.
- Bjerknes J., 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97: 163-172 pp.
- Black D. E., Abahazi M. A., Thunell R. C., Kaplan A., Tappa E. J. y Peterson L. C. 2007. An 8-century tropical Atlantic SST record from the Cariaco Basin: Baseline variability, twentieth-century warming, and Atlantic hurricane frequency. *Paleoceanography*, 22. PA4204
- Boltovskoy D. y W. R. Riedel. 1980. Polycystine Radiolaria from the Southwestern Atlantic Ocean plankton. *Revista española de Micropaleontología*, 12(1): 99-146 pp.
- Boltovskoy D. y S. S. Jankilevich. 1985. Radiolarian distribution in East equatorial plankton. *Océanica acta* (8): 101-123 pp.
- Boltovskoy D. y W. R. Riedel. 1987. Polycystine radiolaria of the California current region: seasonal and geographic patterns. *Marine Micropaleontology* (12): 65-10 pp.
- Boltovskoy D. e I. Pujana. 2008. Radiolaria. En Camacho H. H. y Longobucco M. I. (editores), *Los Invertebrados fósiles. Fundación de Historia Natural Félix de Azara, Universidad Maimónides, Buenos Aires*: 101-132 pp.
- Boltovskoy D., Kling S. A., Takahashi K y K. Bjorklund. 2010. World Atlas of distribution of recent Polycystina (Radiolaria). *Paleontología Electrónica*, 13 (3): 230p.
- Bråte J., Krabberød A. K., Dolven J. K., Ose R. F., Kristensen T., Bjorklund K. R. y K. Schalhjian-Tabrizi. 2012. Radiolaria Associated with Large Diversity of Marine Alveolates. *Protist* 163: 767-777 pp.
- Casey R., Spaw J. M., Kunze F., Reynolds R., Duis T., McMillen K., Pratt D. y V. Anderson. 1979. Radiolarian ecology and the development of the radiolarian component in Holocene sediments, Gulf of Mexico and adjacent seas with potential paleontological applications. *Gulf Coast Association of Geological Societies*, 29:228-237 pp.
- Castro R., Mascarenhas A., Durazo R. y C. Collins. 2000. Seasonal variation of the temperature and salinity at the entrance to the Gulf of California, México. *Ciencias Marinas* 26(4): 561-583 pp.

- Castro R., Durazo R., Mascarenhas A., Collins C. A. y A. Trasviña. 2006. Thermohaline variability and geostrophic circulation in the southern portion of the Gulf of California. *Deep-Sea Research I*, 53: 188–200 pp.
- Cheshire H., Thurow J., y A. J. Nederbragt. 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 pp.
- Choumiline K., Rodríguez Castañeda A. P., Silverberg N., Shumilin E., Aguirre Bahena F., Sapozhnikov D. y Pérez-Cruz L. 2010. Arsenic and uranium in the settling particulate matter and sediments of Alfonso Basin, La Paz Bay. Taylor and Francis Group. 333-336 pp.
- Choumiline K., 2011. Geoquímica de la materia particulada en hundimiento y de los sedimentos recientes de la cuenca Alfonso, Bahía de la Paz. Tesis de Maestría, CICIMAR-IPN, 161p.
- Cook B. I., J. E. Smerdon, R. Seager, y E. R. Cook. 2014. Pan-continental droughts in North America over the last millennium, *Journal of Climate*, 27: 383-397 pp.
- Correa-Metrío A., Cabrera K. R. y M. B. Bush. 2010. Quantifying ecological change through Discriminant Analysis: A paleoecological example from the Peruvian Amazon. *Journal of Vegetation Science*, 21: 695–704 pp.
- Cronin M. T. 1999. *Principles of Paleoclimatology*. Columbia University Press. New York
- Cronin M. T. 2010. *Paleoclimates: understanding climate change past and present*. Columbia University Press, New York, 441 pp.
- Dean W. E. 2000. *The Sun and Climate*. U.S. Geological Survey, Fact Sheet 095-00.
- De Wever P., Dumitrica P., Caulet J.P., Nigrini C. y M. Caridroit. 2001. Radiolarians in the sedimentary record. *Gordon and Breach, Amsterdam*, 533 pp.
- De Wever P., O Dogherty L., Caridroit M., Dumitrica P., Guex J., Nigrini C. y J.P. Caulet. 2003. Diversity of radiolarian families through time. *Bulletin Society Geology. France*, 174: 453-469 pp.
- Díaz H. F. y V. Markgraf. 2000. *El Niño and the Southern Oscillation: Multiscale Variability, Global and Regional Impacts*. Cambridge University Press: 499 pp.
- Díaz S., Salinas C. y S. Hernández. 2008. Variability of rainfall from tropical ciclones in Northwestern México and its relation to SOI and PDO. *Atmósfera*, 21:213-223 pp.
- Di Lorenzo E., Schneider N., Cobb K.M., Franks P.J.S., Chhak K., Miller A.J., McWilliams J.C., Bogard S.J., Arango H., Curchitser E., Powell T.M. y P. Riverine. 2008. North Pacific Gyre Oscillation links ocean climate and ecosystem change. *Geophysical Research Letters*, 35. doi:10.1029/2007GL032838
- Di Lorenzo E., Fiechter J., Schneider N., Bracco A., Miller A. J., Franks P. J. S., Bogard S. J., Moore A. M., Thomas A. C., Crawford W., Peña A. y A. J. Hermann. 2009a. Nutrient and salinity decadal variations in the central and eastern north Pacific. *Geophysical Research Letters*, 36: 6 p.
- Di Lorenzo E., Schneider N., Cobb K. M., Furtado J. C., Alexander M. A. y B. Anderson. 2009b. ENSO and the north pacific gyre oscilation: an integrated view of pacific decadal dynamics. *Geophysical Research Letters*.

Di Lorenzo E., Cobb K. M., Furtado J. C., Schneider N., Anderson B. T., Bracco A., Alexander M. A. y D. J. Vimont. 2010. Central Pacific El Niño and decadal climate change in the north Pacific ocean. *Nature*. DOI:10.1038/NGEO984

Dolven J. K., Lindqvist C., Albert V. A., Bjørklund K. R., Yuasa T., Takahashi O. y S. Mayama. 2007 Molecular diversity of alveolates associated with neritic North Atlantic radiolarians *Protist*, 158 (2007): 65–76 pp.

Douglas R. G., Gorsline D., Grippio A., Granados I. y O. González-Yajimovich. 2001. Holocene ocean-climate variations in Alfonso Basin, Gulf of California, México. En: West J. y J. B. Buffaloe (editores), *Proceedings of the 18th Pacific Workshop*, Asilomar, Pacific Grove, CA. marzo 18-21, 2001. Technical Report 68, Interagency Ecological Program for San Francisco Estuary, Sacramento, CA: 7-20 pp.

Durazo R., Gaxiola-Castro G., Lavaniegos B., Castro-Valdez R., Gómez-Valdez J. y A. S. Mascarenhas Jr. 2005. Oceanographic conditions west of the Baja California coast, 2002-2003: a weak El Niño and subarctic water enhancement. *Ciencias Marinas*, 31: 537-552 pp.

Franco Torres A. E., Pérez-Cruz L., Salas de León D., Monreal Gómez M. A., Urrutia-Fucugauchi J. y P. D. Roy. 2010. Radiolarios de la cuenca del Carmen y su relación con las condiciones oceanográficas durante el Holoceno Tardío. En XII Congreso Nacional de Paleontología, Sociedad Mexicana de Paleontología A. C. (editores), 59 p.

García Mirafuentes S. 2010. Análisis de las características del giro ciclónico de la Bahía de la Paz, Tesis de Maestría, Programa de posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México, 92 pp.

Garmendia S. A. y S. Lumbreras A.S. 2005. *Prácticas de Ecología*. Universidad Politécnica de Valencia, España.

Gast R. J. y D.A. Caron. 2001. Photosymbiotic associations in planktonic foraminifera and radiolaria. *Hydrobiología*, 461:1-7 pp.

Gergis J. y A. M. Fowler. 2009. A history of ENSO events since AD 1525: implications for future climate change. *Climatic Change*, 92 (3): 343-387 pp.

González-Yajimovich O., Douglas R. G. y D. S. Gorsline. 2005. The preserved carbonate record in Holocene sediments of the Alfonso and Pescadero basins, Gulf of California, Mexico. *Proceedings of the Geologists Association*, 116: 315-330 pp.

Gómez-Lizárraga L. E., Pérez-Cruz L., Monreal Gómez A. y D. A. Salas de León. 2008. Los radiolarios polycystinos de la Cuenca de la Paz, Golfo de California: su significado oceanográfico y climático en el Holoceno Tardío. En: *Boletín Informativo de la Unión Geofísica Mexicana A.C.* (editores), 28 (2): 182 p.

Gómez Lizárraga L. E. 2011. Variabilidad climática en el sur del golfo de California, durante los últimos 1800 años: patrones y posibles causas. *ICMyL, UNAM*: 112 pp.

Gupta S. M., Mohan R. y M. V. S. Guptha. 2002. Radiolarian fluxes in the southern Bay of Bengal: A sediment trap study. *Deep Sea Research I*, (49): 1669-1688 pp.

Haug G. H., Hughen K. A., Sigman D. M., Peterson L. C. y U. Röhl. 2001. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science* (293), 1304-1308 pp.

Herguera J. C., Bernal Franco G. y A. Molina-Cruz. 2003. Decadal surface ocean variability in the lower Gulf of California: Records for the past 300 years. *Geofísica Internacional*, 42(3): 397-406 pp.

- Ikenoue T., Takahashi K. y S. Tanaka. 2012. Fifteen year time-series of radiolarian fluxes and environmental conditions in the Bering Sea and the central subarctic Pacific, 1990-2005. *Deep Sea Research II* 61-64: 17-49 pp.
- Itaki T., Minoshima K y H. Kawahata. 2008. Radiolarian flux at an IMAGES site at the western margin of the subarctic Pacific and its seasonal relationship to the Oyashio cold and Tsugaru warm currents. *Marine Geology*, 255: 131-148 pp.
- Itaki T., Sunghan K., Rella S. F., Uchida M., Tada R. y B-K. Khim. 2012. Millennial-scale variations of late Pleistocene radiolarian assemblages in the Bering Sea related to environments in shallow and deep waters. *Deep-Sea Research II*, 61-64: 127-144 pp.
- Ishitani Y., Ujiie Y., De Vargas C., Not F. y K. Takahashi. 2012. Two distinct lineages in the radiolarian Order Spumellaria having different ecological preferences. *Deep Sea Research Part II Topical Studies in Oceanography*: 61-64 pp. DOI:10.1016/j.dsr2.2011.12.005.
- Jiménez-Illescas A. R., Obeso-Nieblas M. y D. A. Salas de León. 1997. Oceanografía física de la Bahía de la Paz, B.C.S. En: Urbán Ramírez J y M. Ramírez-Rodríguez (editores). La Bahía de la Paz, investigación y conservación. U.A.B.C.S. 345 p.
- Kamikuri S., Motoyama I. y Nishimura A. 2008. Radiolarian assemblages in surface sediments along longitude 175°E in the Pacific Ocean. *Marine Micropaleontology*, 69, 151-172 pp.
- Kemp A. E. S. 1996. Laminated sediments as palaeo-indicators. en: A. E. S. Kemp (editor), "Palaeoceanography and palaeoclimatology from laminated sediments". Geological Society Special Publication, 116: 7-12 pp.
- Kling S. A. 1976. Relation of radiolarian distribution to subsurface hydrography in the North Pacific. *Deep-Sea Research*, 23:1043-1058 pp.
- Kling S. A. 1979. Vertical distribution of polycystine radiolarians in the central north Pacific. *Marine Micropaleontology*, 4: 295-318 pp.
- Kling S. A. y D. Boltovskoy. 1995. Radiolarian vertical distribution patterns across the southern California Current. *Deep-Sea Research*, 42(2): 191-231 pp.
- Lange C. B., Weinheimer A. L., Reid F. M. H. y R. C. Thunell. 1997. Temporal sedimentation patterns of diatoms, radiolarians and silicoflagellates in Santa Barbara Basin, California. *California Cooperative Fisheries Investigations*, 38 (1997), 161-170 pp.
- Lavaniegos B. E. y E. González-Navarro. 1999. Grupos principales del zooplancton durante El Niño 1992-93 en el Canal de San Lorenzo, Golfo de California. *Revista de Biología Tropical*, 47 (suplemento 1): 129-140 pp.
- Lavín M. F., Beier E. y A. Badan. 1997. Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: Escalas estacional e interanual. En: M. F. Lavín, (editor) *Contribuciones a la oceanografía física en México*, Monografía No. 3, Unión Geofísica Mexicana: 141-171 pp.
- Lavín M. F. y S. G. Marinone. 2003. An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. En *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*. Velasco-Fuentes O. U., Sheinbaum J. y J. Ochoa (Editores). Kluwer Academy, Dordrech, Netherlands: 173-204 pp.

- Lavín M. F., Castro R., Beier E., Godínez V.M., Amador A. y P. Guest. 2009. SST, termohaline structure, and circulation in the southern Gulf of California in June 2004 during the North American monsoon experiment. *Journal of Geophysical Research*, 114: doi: 10.1029/2008JC004896.
- Lazarus D. 2005. A brief review of radiolarian research. *Paläontologische Zeitschrift*, 79(1):183-200 pp.
- López Martínez R. 2012. Reconstrucción paleoceanográfica del Holoceno de la cuenca Alfonso (Golfo de California) mediante el estudio de radiolarios. Tesis de Licenciatura UNAM, 96 p.
- Lückge A., Doose-Rlinski H., Khan A. A., Schulz H. y U. von Rad. 2001. Monsoonal variability in the northeastern Arabian Sea during the past 5000 years: geochemical evidence from laminated sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* (167): 273-286 pp.
- Mac Donald G. M. y R. A. Case. 2005. Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millenium. *Geophysical Research Letters*, 32:L08703
- Magurran A. E. 1988. *Ecological diversity and its measurement*. Princeton University Press. Princeton, N. J. : 179 pp.
- Magurran A. E. 2004. *Measuring Biological Diversity*. Blackwell Publishing, 256 p.
- Mann M. E., Bradley R. S. y M. K. Hughes. 1999. Northern hemisphere temperatures during the past millenium: inferencies, uncertainties and limitations. *Geophysical Research Letters*, 26 (2): 759-762 pp.
- Mann M. E., Zhang Z., Rutherford S., Bradley R. S., Hughes M. K., Shindell D., Ammann C., Faluvegi G. y Ni Fenbiao. 2009. Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, 326: 1256-1260 pp.
- Mantua N. J., Hare S. R., Zhang Y., Wallace J. M y R. C. Francis. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, (78): 1069-1079 pp.
- Margalef R. 1975. Diversity, stability and maturity in natural ecosystems. En Van Dobben W.H. y R.H. Lowe-McConnell (editores). *The Hague: Dr. W. Junk B.V. Publishers and Wageningen* :1515-160 pp.
- Martínez-López A., Álvarez-Gómez I. G. y R. Durazo. 2012. Climate variability and silicoflagellate fluxes in Alfonso Basin (southern Gulf of California). *Botánica Marina*, 55(2): 177-185 pp.
- Matsuoka A. 2007. Living radiolarian feeding mechanisms: new light on past marine ecosystems. *Swiss Journal of Geosciences*, 100 (2): 273-279 pp.
- Matsuzaki K. M., Nishi H., Suzuki N., Kawate Y., Takahashima R. y T. Sakai. 2014. *Cycladophora davisiana* abundances as a paleoceanographic and stratigraphic tool in high latitude siliceous sediments. *Marine Micropaleontology*, 106:1-9 pp.
- Matul A. G. 2011. The recent and Quaternary distribution of the radiolarian species *Cycladophora davisiana*: A biostratigraphic and paleoceanographic tool. *Oceanology*, 51 (2): 335-346 pp.
- Molina-Cruz A. 1977. The relation of the southern trade winds to upwelling processes during the last 75,000 years. *Quaternary Research*, 8(3): 324-338 pp.

- Molina-Cruz A. 1984. Radiolaria as indicators of upwelling processes: the Peruvian connection. *Marine Micropaleontology*, 9: 53-75 pp.
- Molina-Cruz A. 1986. Evolución oceanográfica de la boca del Golfo de California. *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM*, 13 (2):95-120 pp.
- Molina-Cruz A. 1988. Late Quaternary oceanography of the mouth of the Gulf of California: the polycystine connection. *Paleoceanography*, 3 (4): 447-459 pp.
- Molina-Cruz A. y M. Martínez López. 1994. Oceanography of the Gulf of Tehuantepec, Mexico, indicated by radiolaria remains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*. 110, 179-195 pp.
- Molina-Cruz A., Welling L. y A. Caudillo-Bohórquez. 1999. Radiolarian distribution in the water column, southern Gulf of California, and its implication in thanatocoenose constitution. *Marine Micropaleontology*, 37(2): 149-171 pp.
- Molina-Cruz A., Pérez Cruz L. y M. A. Monreal Gómez. 2002. Laminated sediments in the Bay of La Paz, Gulf of California: a depositional cycle regulated by pluvial flux. *Sedimentology*, 49: 1401-1410 pp.
- Monreal-Gómez M. A., Molina-Cruz A. y D. A. Salas de León. 2001. Water masses and cyclonic circulation in Bay of La Paz, Gulf of California, during June 1998. *Journal of Marine Systems*, 30: 305-315 pp.
- Nimmergut A. y A. Abelmann. 2002. Spatial and seasonal changes of radiolarian standing stocks in the Sea of Okhotsk. *Deep Sea Research I*, 49: 463-493 pp.
- Nava-Sánchez E. H. 1997. Modern fan deltas of the west coast of the Gulf of California, México. PhD Dissertation, University of Southern California, Los Angeles, 280 p.
- Nava-Sánchez E. H., Gorsline D. S. y A. Molina-Cruz. 2001. The baja California península borderland: structural and sedimentological characteristics. *Sedimentary Geology*, 144: 63-82.
- Nigrini C. y T. C. Moore. 1979. A guide to modern Radiolarian. Special Publication 16 of the Cushman Foundation. *Foraminiferal Research* Washington D.C. 260 pp.
- Obeso Nieblas M., Shirasago G. B., Sánchez Velasco L. y H. Gaviño Rodríguez. 2004. Hydrographic variability in Bahía de La Paz, B. C. S, Mexico, during the 1997-1998 El Niño. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 51(6-9): 689-710 pp.
- Obeso Nieblas M., Shirasago G. B., Gaviño Rodríguez J.H., Obeso Huerta H., Pérez Lezama E.L. y A. R. 2007. Hidrografía en la boca norte de la Bahía de La Paz, Baja California Sur, México. *Ciencias Marinas*. 33(3): 281-291 pp.
- Okazaki Y., Takahashi K., Nakatsuka T. y M. C. Honda. 2003. The production scheme of *Cycladophora davisiana* (Radiolaria) in the Okhotsk Sea and the northwestern North Pacific: implication for the paleoceanographic conditions during the glacials in the high latitude oceans. *Geophysical Research Letters*, 30(18): 3-5 pp.
- Okazaki Y., Takahashi K., Itaki T. y Y. Kawasaki. 2004. Comparison of radiolarian vertical distributions in the Okhotsk Sea near the Kuril islands and in the northwestern North Pacific off Hokkaido Island. *Marine Micropaleontology*, 51: 257-284 pp.

- Okazaki Y., Takahashi K., Ondera J. y C. M. Honda. 2005. Temporal and spatial flux changes of radiolarians in the northwestern Pacific Ocean during 1997-2000. *Deep-Sea Research II*, 52: 2240-2274 pp.
- Peet R. K. 1974. The measurement of species diversity. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 5: 285-307 pp.
- Pérez-Cruz L. 2000. Estudio paleoceanográfico y sedimentológico Holocénico de la Bahía de la Paz, Golfo de California. Tesis de Doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México, ICMYL:168 p.
- Pérez-Cruz L. 2006. Climate and ocean variability during the middle and late Holocene recorded in laminated sediments from Alfonso Basin, Gulf of California, México. *Quaternary Research*, 65: 401-410 pp.
- Pérez-Cruz L., Villagrán de la Cruz G. E. y L. E. Gómez Lizárraga. 2009. Radiolarios en los sedimentos marinos del Cuaternario Tardío del Golfo de California: Paleoceanografía y Paleoclimatología. En "Monografías del Instituto de Geofísica", Gogichaisvilli A. (editor). UNAM: 72 p.
- Pérez-Cruz L. y J. Urrutia-Fucugauchi. 2009. Magnetic mineral study of Holocene marine sediments from the Alfonso Basin, Gulf of California - implications for depositional environment and sediment sources. *Geofísica Internacional*, 48 (3): 305-318 pp.
- Pérez-Cruz y J. Urrutia-Fucugauchi. 2010. Holocene laminated sediments from the southern Gulf of California: geochemical, mineral magnetic and microfossil study. *Journal of Quaternary Science*. DOI: 10.1002/jqs.1386
- Pérez-Cruz L. y J. C. Herguera-García. 2011. Génesis de los sedimentos laminados en el Golfo de California: Implicaciones climáticas y oceanográficas. En: Caballero M. y Ortega-Guerrero B. (editoras) Escenarios de cambio climático: Registros del Cuaternario en América Latina I. UNAM, 405 pp.
- 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*: doi.org/10.1016/j.yqres.2012.11.007.
- Petrushevskaya M.G. 1977. Novye vidy radiolyarii otrjada Nassellaria (New species of the radiolarians of the order Nassellaria) Issledovaniya fauny moreii – Novye vidy i rody morskikh bespozvonochnykh. Sbornik nauchnykh rabot, *Zoologicheskii Zhurnal*, Akademia Nauk SSSR, Leningrad, USSR : 10-19 pp.
- Pielou E. C. 1975. *Ecological diversity*. New York: Wiley InterScience.
- Pisias N. G. 1986. Vertical water circulation and the distribution of radiolaria in surface sediments of the Gulf of California. *Marine Micropaleontology* (10), pp. 189-205 pp.
- Pisias N.G. y A.C. Mix. 1997. Spatial and Temporal Oceanographic Variability of the Eastern Equatorial Pacific During the Late Pleistocene: Evidence from Radiolaria Microfossils. *Paleoceanography*, 12(3): 381-393 pp.
- Reyes-Salinas A., Cervantes-Duarte R., Morales-Pérez R. A. y J. E. Valdez-Holguín. 2003. Variabilidad estacional de la productividad primaria y su relación con la estratificación vertical en la Bahía de La Paz, B.C.S. *Hidrobiológica*, 13(2): 103-110 pp.
- Roelofs A. K. y N. G. Pisias. 1986. Revised technique for preparing quantitative radiolarian slides from deep-sea sediments. *Micropaleontology*, 24: 182-185 pp.

- Ricaurte-Villota C., González-Yajimovich O. y A. Sanchez. 2013. Respuesta acoplada de la lluvia y la desnitrificación al forzamiento solar durante el Holoceno en la cuenca Alfonso. *Ciencias Marinas*, 39(2): 151-164 pp.
- Riedel W. R. 1967. Subclass Radiolaria. En Harland W.B. *et al.* (editores) "The Fossil Record". Geologic Society of London, London. 291-298 pp.
- Riedel W. R. 1971. A systematic classification of polycystine Radiolaria. En Funell B. M. y W. R. Riedel (editores) "The Micropaleontology of Oceans", Cambridge University Press, London. 649-661 pp.
- Salinas-González F., Zaytsev O. y Vyacheslav M. 2003. Formación de la estructura termohalina del agua en la Bahía de La Paz de verano a otoño. *Ciencias Marinas* 29: 51-65 pp.
- Simpson E. H. 1949. Measurement of diversity. *Nature*, 163: 688 pp.
- Stahle D. W., Cleaveland M. K., Therrell M. D. y J. Villanueva-Diaz. 1999. Tree-ring reconstruction of winter and summer precipitation in Durango, Mexico, for the past 600 years. 10th Symposium Global Change Studies. Boston: American Meteorological Society, 1999; 317-8 pp.
- Stahle D. W., Falko K. F., Cook E. R. y R. D. Griffin. 2007. Tree-ring reconstructed megadroughts over North America since A.D. 1300. *Climatic Change*: 17 p.
- Stáines-Urías F., Douglas G. R., y D.S. Gorsline. 2009. Oceanographic variability in the southern Gulf of California over the past 400 years: Evidence from faunal and isotopic records from planktonic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 284:337-354 pp.
- Takahashi K. 1991. Radiolaria: flux, ecology, and taxonomy in the Pacific and Atlantic. En "Ocean Biocoenosis", Serie (3), Honjo, S. (editor), Woods Hole Oceanographic Institution Press, 303 pp.
- Takahashi K. 1997. Time series fluxes on radiolarian in the eastern Pacific subarctic ocean. *Journal of Oceanography*, 53 (1997), 455-466 pp.
- Takahashi O., Mayama S. y A. Matsuoka. 2003. Host-symbiont associations of polycystine Radiolaria: epifluorescence microscopic observation of living Radiolaria. *Marine Micropaleontology*, 49(3): 187-194 pp.
- Tanaka S. y K. Takahashi. 2008. Detailed vertical distribution of radiolarian assemblage (0-3000 m, fifteen layers) in the central subarctic Pacific, June 2006. *Memories of the Faculty of Science Kyushu University. Series D, Earth and Planetary Science*, XXXII (1): 49-72 pp.
- Thunell R. 1998. Seasonal and annual variability in particle fluxes in the Gulf of California: a response to climate forcing. *Deep Sea Research I*, 45:2059-2083 pp.
- Uriarte Cantolla A. 2003. Historia del Clima de la Tierra. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, 306 pp.
- Villegas Aguilera M. M. 2009. Fitoplancton silíceo de la zona eufótica como señal de la productividad primaria en Cuenca Alfonso, Golfo de California. Tesis de Maestría, Programa del Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas, IPN: 112 pp.

Villagrán de la Cruz G. E. 2011. Cambios multidecadales del clima registrados en los sedimentos anóxicos de Cuenca Carmen, Golfo de California durante el Holoceno Tardío. Maestría en Ciencias del Mar y Limnología UNAM, ICMyl. 101 pp.

Weinheimer A. L. y D. R. Cayan. 1997. Radiolarian assemblages from Santa Barbara Basin sediments: recent interdecadal variability. *Paleoceanography*, 12(5): 658-670 pp.

Welling L. A., N. G. Pisias y A. K. Roelofs. 1992. Radiolarian microfauna in the northern California Current system: Indicators of multiple processes controlling productivity. En "Upwelling Systems: Evolution Since the Early Miocene", C. P. Summerhayes, W. L. Prell, y K. C. Emeis (editores). Geological Society Special Publication, 64: 177-195 pp.

Welling L. A. y N. G. Pisias. 1993. Seasonal Trends and Preservation Biases of Polycystine Radiolaria in the Northern California Current System. *Paleoceanography*, 8(3): 351-372 pp.

Welling L. A., Pisias N. G., Johnson E. S. y R. J. White. 1996. Distribution of polycystine radiolaria and their relation to the physical environment during the 1992 El Niño and following cold event. *Deep-Sea Research II*, 43(4-6): 1413-1434 pp.

WenMin M. y Z. TianJun. 2011. Forced response of atmospheric oscillations during the last millenium simulated by a climate system model. *Chinese Science Bulletin*, 56 (28): 3042-3052 pp.

Whittaker R. H. 1977. Evolution of species diversity in land communities. En M.K. Hecht, W.C. Steere y B. Wallace (editores) "Evolutionary biology", Plenum Press, New York: 250-268 pp.

Wolter K., y M. S. Timlin. 1998: Measuring the strength of ENSO events - how does 1997/98 rank? *Weather*, 53: 315-324 pp.

Yamashita H., Takahashi K. y N. Fujitani. 2002. Zonal and vertical distribution of radiolarians in the western and central Ecuatorial Pacific in January 1999. *Deep-Sea Research II*, 49: 2823-2862 pp.

Zaytsev O., Rabinovich A. B., Thomson R. E. y N. Silverberg. 2010. Intense diurnal surface currents in the Bay of La Paz, Mexico. *Continental Shelf Research*: 608-619 pp.